

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Das Werk bzw. der Inhalt darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

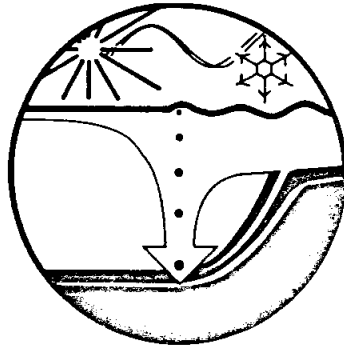
Copyright and Moral Rights for this thesis are retained by the author and/or other copyright owners. The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

BERICHTE

aus dem

SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313

VERÄNDERUNGEN DER UMWELT - DER NÖRDLICHE NORDATLANTIK



Nr. 30

Dropstones im Europäischen Nordmeer

Indikatoren für Meeresströmungen
in den letzten 300 000 Jahren

JENS BISCHOF



Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel	Nr. 30	S. 1-200	1.12.1991
--	--------	----------	-----------

Nr. 30

**Dropstones in Europäischen Nordmeer -
Indikatoren für Meeresströmungen
in den letzten 300 000 Jahren**

Jens Bischof



Anmerkung zu dieser Arbeit

Hiermit möchte ich die Leserin/den Leser bitten, mir die teilweise schlechte Qualität einiger Abbildungen nachzusehen. Durch mehrfaches Kopieren und Verkleinern hat besonders die Qualität der Computer-generierten Grafiken gelitten. Auf den von mir verwendeten Atari Computern bestand nur die Möglichkeit, Pixel Grafiken zu erzeugen. Die für die Balkengrafiken entworfenen Füllmuster sind durch die notwendigen Verkleinerungen leider unleserlich geworden. Es war in der zur Verfügung stehenden Zeit leider nicht mehr möglich, die Grafiken mit einem anderen Zeichenprogramm neu zu entwerfen oder nachzubessern.

Wenn Sie Fragen zur Arbeit oder Anregungen für weiterführende Untersuchungen haben, zögern Sie nicht, mir zu schreiben.

Die Adresse ist:

Jens Bischof, University of Wisconsin, Madison
Dept. of Geology and Geophysics
1215 West Dayton Street
Madison, Wisconsin 53706
Tel: (608) 265 2367 (mein Büro)
(608) 262 8960 (Sekretariat)
Fax: (608) 262 0693

Weitere Informationen zum Dropstone Thema sind aus folgenden Publikationen erhältlich:

- Bischof, J. 1986. Chapter 2.9. Eistransportierte Grobkomponenten, Cruise Report RV METEOR II. In: Gerlach, S.A., Thiede, J., Graf, G. and Werner, F. (eds.) Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313 'Sedimentation im Europäischen Nordmeer', Vol. 4, Kiel University, p. 62-63.
- Beese, H., Bischof, J., Blaume, F., Evers, K., Rumohr, J. und Seiß, M. 1988. Chapter 3.4. Geology TP B2, Cruise Report RV POSEIDON 142. In: Bodungen, B.v., Theilen, Fr. and Werner, F. (eds.) Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313 'Sedimentation im Europäischen Nordmeer', Vol. 11, Kiel University, p. 13-15.
- Bischof, J. 1989. Dropstone distribution in the Norwegian-Greenland Sea: Indications of a Late Pleistocene circulation pattern? Terra Abstracts, Vol. 1, Nr. 1, march 1989, p. 427.
- Bischof, J. 1989. Late Pleistocene Surface Currents in the Norwegian - Greenland Sea - Conclusions of the Dropstone Composition, Third International Conference on Palaeo-Oceanography (Abstract Volume), Blackwell Scientific, p. 25.
- Bischof, J. 1990. Dropstones in the Norwegian-Greenland Sea - Indications of late Quaternary circulation patterns? In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.) Geologic History of the Polar Oceans: Arctic vs. Antarctic, NATO ASI Series C 308, Kluwer Scientific, p. 499 - 518.
- Bischof, J., Koch, J., Kubisch, M., Spielhagen, R.F. & Thiede, J. 1990. Nordic Seas Surface Ice Drift Reconstructions - Evidence from ice rafted Coal Fragments during Oxygen Isotope Stage 6. In: Dowdeswell, J.A. & Scourse, J.D. (eds.) Glacimarine Environments: Processes and Sediments. Geological Society Special Publication No 53, pp 235-251.
- Bischof, J. 1990. Dropstones in der Norwegisch-Grönländischen See - Rekonstruktion spätpleistozäner Strömungsmuster. In: Sonderforschungsbereich 313 'Veränderungen der Umwelt: Der nördliche Nordatlantik', Berichtsband 88 - 89 - 90, Vol. 2, Kiel University, p. 999 - 1001.
- Bischof, J. 1991. Changing surface currents in the Norwegian Greenland Sea during the last 200.000 years - Dropstones as direction indicators. Abstract, in: GAC/AGC Annual Meeting, Program with Abstracts, Volume 16, A 12. Toronto, May 1991.
- Thiede, J., Bischof, J., Kubisch, M., Spielhagen, R. and Wolf, T. 1991. Short and long term variability of the Arctic and the sub-Arctic sea ice cover and its climatic impact. Extended Abstract, in: Ocean, Climate, Man, International Workshop in Torino, Italy, April 1991.
- Bischof, J., Lund, J. J. and Ecke, H. H. in prep. Palaeocurrent reconstructions with dropstones in the Norwegian Greenland Sea - A new approach to find source areas with palynological and lithological methods.
-

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung

Summary	Seite
1. Einleitung	1
1.1. Aufgabenstellung und Zielsetzung	1
2. Das Untersuchungsgebiet	2
2.1. Entstehung der Norwegisch Grönländischen See und Geologie angrenzender Gebiete	3
2.2. Klimaverhältnisse und Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres	6
3. Eisberge: Entstehung, glaziale Erosion und Einbau terrigener Partikel in das Eis	8
4. Kernpositionen	9
5. Methodik	11
5.1. Probennahme	11
5.2. Probenaufbereitung	13
5.3. Stratigraphie	14
5.3.1. Lithostratigraphische Korrelation	15
5.4. Methodik zur Bestimmung des quantitativen Dropstone Eintrages	17
5.5. Bestimmung der Akkumulationsraten eistransportierten Materials	18
5.6. Untersuchung der Form eistransportierter Gesteinsfragmente	20
5.7. Entwicklung der Untersuchungsmethodik	20
5.8. Dropstone Analyse	23
6. Ergebnisse	26
6.1. Oberflächensedimente	26
6.2. Quantitativer Dropstone Eintrag	28
6.3. Tiefenabhängige Variation des Dropstone Eintrags	30
6.4. Die Form eisverdrifteter Gesteinsfragmente	31
7. Qualitative Dropstone Beschreibung	33
8. Regionale Verteilungsmuster	39
8.1. Norwegische See vs. Grönlandsee	39
8.2. Dropstones in der Norwegischen See	50
8.2.1. Vorüberlegungen	50
8.3. Regionale Verteilung klastischer Sedimentgesteine nach 15 ka	53
8.3.1. Die Verbindung von der Barents See zum Vöring-Plateau	59

8.4.	Kristallingesteine des nördlich-zentralen Vöring-Plateaus	60
8.5.	Verteilung ausgewählter Dropstone Komponenten	70
8.5.1.	Schiefer, Phyllite und Glimmerschiefer	71
8.5.2.	Quarzite	78
8.5.3.	Dunkle Metamorphite	80
8.5.4.	Helle Kristallingesteine	84
9.	Zeitliche Veränderungen der Dropstone Zusammensetzung	88
9.1.	Die Phase 29 - 19 ka	91
9.2.	Die Phase 19 - 16 ka	92
9.3.	16 - 14 ka	95
9.4.	14 - 11 ka	96
9.5.	11 - 9 ka	97
9.6.	11 - 9.7 ka	97
9.7.	9.7 - 9 ka	97
9.8.	9 ka - Rezent	98
10.	Dropstone Akkumulationsraten	104
11.	Diskussion	114
12.	Schlußfolgerungen	120
13.	Dank	127

Verzeichnis der Abbildungen

	Seite
Abb. 1: Karte des Europäischen Nordmeeres mit Bathymetrie, Kernpositionen und Geologie angrenzender Gebiete	4
Abb. 2: Eisdriftrichtungen im Arktischen Ozean	7
Tab. 1: Stationsliste	10
Abb. 3: Tiefen- und Alterskorrelation an einem Querprofil durch die Norwegische See	12
Tab. 2: Proben - Alters Korrelation	16
Abb. 4: Radiographie Auswertung von Großkastengreifer 23056-2 mit Dropstone-Dichte	19
Abb. 5: Karte des quantitativen Dropstone-Eintrages im Europäischen Nordmeer	27
Abb. 6: Querprofil über das südliche Vöring-Plateau mit Dropstone-Dichte	29
Abb. 7: Kreideverbreitung im Europäischen Nordmeer von 30 - 9 ka	38
Abb. 8: Fundorte von Spikuliten in der Norwegischen See	40
Abb. 9: Zusammensetzung arktischer Dropstones	42
Abb. 10: Dropstone Zusammensetzung in der südlichen Grönlandsee	43
Abb. 11: Kalke und Dolomite in Nordostgrönland und in Dropstones aus der Grönlandsee	45
Abb. 12: Verbreitung von Dropstones mit hohem Anteil mafischer Plutonite in der Grönlandsee	47
Abb. 13: Dropstone Zusammensetzung in der östlichen Grönlandsee	48
Abb. 14: Dropstone Zusammensetzung in der südlichen Grönlandsee	48
Abb. 15: Driftweg arktischer Dropstones durch die Grönland- und Islandsee	49
Abb. 16: Dropstone Zusammensetzung auf dem südlichen Vöring-Plateau	51
Abb. 17: Verbreitung von Silt- und Sandsteinen im Europäischen Nordmeer von 15 - 14 ka	54
Abb. 18: Silt- und Sandsteinimpuls in Station 23055	57
Abb. 19: Dropstone Zusammensetzung von Station 23057	61
Abb. 20: Dropstone Zusammensetzung in der zentralen Norwegischen See	64
Abb. 21: Räumlicher Wechsel des Verhältnisses zwischen grauen Silt- und schwarzen Tonsteinen	66
Abb. 22: Dropstone Zusammensetzung in der westlichen Norwegischen See	68
Abb. 23: Fundort und Driftweg von Biotit-Quarziten aus Nordwestspitsbergen	69
Abb. 24: Verbreitung von Schieferen, Phylliten und Glimmerschiefern in der Norwegischen See und Rekonstruktion des vermutlichen Driftweges	72
Abb. 25: Kontrastverstärktes Bild der Schieferverbreitung und Driftmodell	75

Abb. 26:	Quarzitverteilung im Europäischen Nordmeer und das zugehörige Driftmodell	79
Abb. 27:	Verbreitung mafischer Gneise in der Norwegischen See, kontrastverstärktes Bild und Rekonstruktion der Eisdrift	81
Abb. 28:	Verteilung plagioklasreicher Kristallingesteine in der Norwegischen See und vermuteter Driftweg	86
Abb. 29:	Verbreitung roter Kristallingesteine und das Driftmodell	87
Abb. 30:	Dropstone Zusammensetzung auf dem südöstlichen Vöring-Plateau	93
Abb. 31:	Akkumulationsraten der Dropstone Fraktion in der Norwegischen See	105
Abb. 32:	Akkumulationsraten an der Isotopenstadiengrenze 2/1	106
Abb. 33:	Akkumulationsraten im Isotopenstadium 2	108
Abb. 34:	Akkumulationsraten im Isotopenstadium 3	109
Abb. 35:	Akkumulationsraten im Isotopenstadium 5a-d	111
Abb. 36:	Akkumulationsraten im Isotopenstadium 6	112
Abb. 37:	Akkumulationsraten in den Isotopenstadien 2/1 - 6	113
Abb. 38:	Strömungsmuster vor 16 ka	122
Abb. 39:	Strömungsmuster von 16 - 14 ka	123
Abb. 40:	Strömungsmuster von 14 - 11 ka	124
Abb. 41:	Strömungsmuster von 11 - 9.7 ka	125
Abb. 42:	Strömungsmuster von 9.7 - 9 ka	125

ZUSAMMENFASSUNG

Glazimarine Tiefseesedimente im Europäischen Nordmeer (Norwegisch-Grönländische See) enthalten unterschiedliche Proportionen von Dropstones (eistransportierte Gesteinsfragmente), die ein Abbild der Eisdrift darstellen. Die qualitative Dropstone Zusammensetzung gibt Aufschluß über ihre Herkunftsgebiete und ermöglicht in Verbindung mit dem Fundort eine Rekonstruktion der Transportrichtungen. Im Rahmen dieser Studie wurden Dropstones der 0.5 - 2 mm Fraktion aus Großkastengreifern (GKG), Kasten-, Kolben- und Schwerelotkernen von 51 Stationen in der Norwegisch Grönländischen See qualitativ und quantitativ bearbeitet. Aus jedem GKG wurden bis zu 13 Proben gewonnen. Das Material wurde petrographisch klassifiziert und der quantitative Anteil definierter Lithologie-Gruppen für jede Probe bestimmt. Daraus ergaben sich charakteristische regionale und zeitabhängige Verteilungsmuster, die als Ausdruck veränderlicher Eisdriftrichtungen interpretiert werden konnten.

Dropstones aus der Norwegischen See sind grundsätzlich anders zusammengesetzt als Dropstones aus der Grönland- und Islandsee, was für eine ausgesprochen dauerhafte Trennung der Eisdriftrichtung zwischen diesen Meeresräumen spricht. In der westlichen Grönlandsee bestehen Dropstones aus Gesteinen von Ost- und Nordostgrönland, während in der östlichen Grönlandsee Gesteine arktischen Ursprungs dominieren. Die Eisdrift war damit dem Verlauf des rezenten Ostgrönlandstromes sehr ähnlich.

In der Norwegischen See bestehen Dropstones vorwiegend aus Quarz, Feldspat, Granit und Gneis bei nur geringen Anteilen von Sedimentgesteinen, unter denen Silt- und Sandsteine überwiegen, während Karbonate seltener sind. Es wurden Gesteine gefunden, die eine einwandfreie Zuordnung zu definierten Herkunftsgebieten ermöglichen. Aus dem südöstlichen Randbereich stammen Kreide, Feuersteine und Rhombenporphyre, die in der Norwegischen See bis ca. 72°N und 3°W verbreitet sind. Aus Spitsbergen stammen Spikulite und charakteristische Biotit-Gneise, die bevorzugt in der westlichen Norwegischen See gefunden wurden.

Die Dropstones stammen fast ausschließlich aus östlichen Randgebieten der Norwegischen See. Der Einzugsbereich erstreckt sich von Nordwest-Spitsbergen über die gesamte Norwegische Westküste bis nach Nordwest-Schottland und zu den Fäeroer Inseln. Zusammen mit anderen Merkmalen der Dropstone Zusammensetzung ergibt sich das Bild einer zyklonischen (gegen den Uhrzeigersinn drehenden) Drift in der Norwegischen See. Gesteine aus dem südschandinavisch-baltischen Raum wurden bevorzugt in die zentrale Norwegische See transportiert, während das nördliche Vöring-Plateau und die westliche Norwegische See ihr Material vorwiegend aus Nordnorwegen und Svalbard erhielten.

Zwischen 16 und 14 ka veränderte sich dieses Bild grundlegend. Die vormals dominierenden Kristallingesteine werden durch hohe Anteile klastischer Sedimentgesteine ersetzt, die von Svalbard und dem Barents Schelf stammen und von Eisbergen des abschmelzenden Barents See Eisschildes in süd- und südwestliche Richtung transportiert wurden. Diese Strömung ist bis zum südwestlichen Vöring-Plateau nachweisbar.

Nach 14 ka wird die südwärts gerichtete Strömung zunehmend von 2 nach Norden vordringenden Wassermassen eingeschlossen. Der östliche Arm dieses Systems entwickelte sich zu einem Vorläufer des Norwegischen Küstenstromes und erreichte um ca. 9.7 ka Nordnorwegen. Durch die zentrale Norwegische See drang eine Art 'Proto Norwegenstrom' nach Norden vor. Zwischen beiden Strömungen blieb der südwärts gerichtete Ausstrom aus der Barents See bis ca. 9 ka erhalten und wurde danach von den nordwärts gerichteten Strömungen in den Bereich der Barents See zurückgedrängt. Seine verkümmerten Reste existieren dort als Ost-Spitsbergen- und Bäreninsel Strom. Im Holozän ist der einst bedeutende Ausstrom aus der Barents See zeitweise wieder reaktiviert worden.

SUMMARY

Glacimarine sediments in the Norwegian Greenland Sea (NGS) are characterized by varying proportions of coarse grained rock fragments (dropstones), that were once transported by drifting icebergs. These rock fragments represent a continuous record of pleistocene ice-rafting and were deposited on the sea-floor due to continuous iceberg melting and fallout.

In this study, dropstones are used as tracers of ice drift directions during the past 30 ky. The terrigenous 0.5 - 2 mm fraction of sediment cores from 51 stations in the Norwegian Greenland Sea was analyzed qualitatively and quantitatively. The dropstone composition exhibits characteristic spatial and temporal dispersal patterns that could be interpreted as the result of changing surface current directions.

The composition of dropstones of the Greenland and Iceland Seas is different than in the Norwegian Sea, documenting a persistent separation between these oceanic areas. In the Greenland Sea, dropstones largely consist of rocks from east- and northeast Greenland. In the eastern Greenland Sea, the dropstone composition is dominated by rocks from circum-arctic areas. Since 30 ka, the ice-drift direction has not changed very much, so that the late Pleistocene ice-drift largely resembles the recent East Greenland Current.

Dropstones in the Norwegian Sea consist predominantly of quartz, feldspars, granites and metamorphic rocks with minor amounts of sedimentary rocks. The latter are mainly composed of silt- and sandstones with subordinate carbonates. Some dropstones could be linked to definite source regions. Chalk, flint and rhomb porphyries originated in southern Scandinavia and were distributed in the NGS as far north as 72°N and 3°W. In the opposite direction, spiculites and a specific biotite-gneiss from northwest Spitsbergen were transported into the central/western Norwegian Sea.

Most dropstones in the Norwegian Sea came from source areas in the east, mainly from the western and northern coast of Norway. The outer limits of source regions for Norwegian Sea dropstones are northwest Spitsbergen and northwest Scotland (Faerøer Islands).

During most of the late Weichselian, the Norwegian Sea was influenced by a fairly stationary cyclonic circulation pattern, which was probably centered at the western Vöring-Plateau. Rocks from southern Scandinavia were preferentially transported into the central Norwegian Sea, whereas northern Norway and Svalbard was the dominant source of dropstones for the northern Vöring-Plateau and the western Norwegian Sea.

Between 16 and 14 ka, this pattern changed dramatically. Instead of the previously dominating crystalline lithologies, dropstones of this period consist largely of silt- and sandstones from Svalbard, the Barents and the northern Norwegian Shelf. The clastic sedimentary rocks were transported to the south and southwest onto the southwestern Vöring-Plateau.

After 14 ka, this current was progressively fringed by 2 northward flowing watermasses. The eastern branch of that system formed an ancestor of the Norwegian Coastal Current and reached northern Norway about 9.7 ka. In the west, the Norwegian Current moved to the north. The northerly current out of the Barents Sea persisted between the 2 southerly currents until 9 ka.

After that, it was pushed back into the Barents Sea, where it exists recently as East Spitsbergen or Bear Island Current. The current out of the Barents Sea was reactivated during the late Holocene.

1. Einleitung

Dropstones sind Gesteinsbruchstücke, die von treibenden Eisbergen bzw. Meereis über teilweise grosse Entfernungen verfrachtet wurden und beim Abschmelzen des Eises auf den Meeresboden fielen. Dort entstand auf diese Art eine ununterbrochene Aufzeichnung der Eisdrift, die in der vorliegenden Arbeit zur Rekonstruktion der Meeresströmungen in den letzten 30 ka verwendet wird. Im Europäischen Nordmeer (Norwegisch-Grönländische See) herrschen möglicherweise die besten Voraussetzungen für derartige paläo-ozeanographische Studien, da sich dort die klimatischen Veränderungen während des Spätquartärs besonders stark auf die Sedimentation ausgewirkt haben. Die Norwegisch-Grönländische See durchlief während dieses Zeitraumes wiederholt Wechsel zwischen extrem kalten Phasen mit ausgedehnten kontinentalen Vergletscherungen (Eiszeiten) und gemässigten Perioden wie dem gegenwärtig anhaltenden Holozän. Diese Zyklen haben im Europäischen Nordmeer 2 grundsätzlich verschiedene Sedimenttypen entstehen lassen, glazimarine und interglaziale Sedimente:

In gemässigten Phasen (Interglaziale) haben sich Sedimente mit hellen Farben, hohem Karbonatgehalt und relativ geringem Anteil grobkörniger Gesteinsfragmente gebildet.

Glazimarine Sedimente sind dagegen durch dunkle Farben, geringen Karbonatgehalt und hohen Anteil eistransportierter Gesteinsfragmente (Dropstones) gekennzeichnet.

In permanent eisbedeckten Meeresgebieten wie dem Arktischen Ozean oder der Fram Strasse treten diese Unterschiede nicht so deutlich hervor. Dort sind Glazial- und Interglazialsedimente faziell ähnlich ausgebildet.

Anders als auf dem Festland, wo die Relikte der Vereisungsphasen (z. B. Moränen) durch nachfolgende Eisvorstösse und Erosion zum Teil wieder zerstört wurden, erlauben Tiefseesedimente eine nahezu lückenlose Rekonstruktion spätquartärer Transportprozesse.

1.1. Aufgabenstellung und Zielsetzung

Diese Studie verfolgt das Ziel, aus einer Verbindung zwischen Ursprungs- und Fundort der Gesteinsfragmente auf Meeresströmungen der letzten 30 ky und deren zeitliche Veränderlichkeit zurückzuschliessen. Die Rekonstruktion basiert auf den Ergebnissen einer petrographischen Dropstone-Analyse. Da eine verlässliche Datierung des bearbeiteten Kernmaterials existiert, erfolgt die paläo-ozeanographische Rekonstruktion schrittweise in 6 definierten Zeitscheiben für die Zeiträume 30 - 16 ka, 16 - 14 ka, 14 - 11 ka, 11 - 9.7 ka, 9.7 - 9 ka und 9 ka - rezent.

Im Ergebnisteil werden die Dropstones zunächst nach morphologischen (Kornform) und petrographischen Kriterien (Mineralbestand und Gefüge) beschrieben. Danach wird der relative Anteil verschiedener Gesteinsarten am Dropstone Bestand dargestellt und auf prinzipielle Unterschiede zwischen der Grönlandsee und der

Norwegischen See eingegangen. Aufgrund des dichten Probennetzes in der Norwegischen See ist die Dropstone Verteilung dort am besten dokumentiert. Deshalb wird in erster Linie auf diesen Meeresraum eingegangen, während Proben aus der Grönland- und Islandsee und vom Barents See Sedimentfächer zu Vergleichszwecken herangezogen wurden.

Nach dem deskriptiven Teil wird die Dropstone Verteilung unter regionalen Aspekten dargestellt, woraus sich ausgeprägte Verteilungsmuster ergeben, die auf das vermutete Herkunftsgebiet des jeweiligen Gesteinstyps hindeuten. Es wird bereits im Ergebnisteil mit einer Diskussion der möglichen Dropstone Herkunftsgebiete begonnen.

Definition des Begriffs 'Dropstones'

Eine Definition des Begriffs 'Eisdriftmaterial' (ice rafted detritus, IRD) gibt Molnia (1972), indem er postuliert, dass Körner mit einem Durchmesser über 0.5 mm in landfernen Bereichen der Ozeane nur durch driftendes Eis in Form von Meereis oder Eisbergen transportiert werden können, obwohl auch die Möglichkeit eines Transports durch treibenden Tang oder Vögel besteht. Meeresströmungen besitzen keine ausreichende Transportkapazität, um Partikel dieser Grösse in Suspension zu halten.

Die im Text verwendeten Begriffe 'Eisdriftmaterial' und 'Dropstones' beziehen sich auf die terrigene Fraktion ≥ 0.5 mm. Treibendes Eis in Form von Meereis oder Eisbergen kann aber ausser grobkörnigen Geröllen auch feineres Material transportieren, so dass die analysierte 0.5-2 mm Fraktion nur einen Ausschnitt des insgesamt vom Eis transportierten terrigenen Materials darstellt.

2. Das Untersuchungsgebiet

Das Arbeitsgebiet des Sonderforschungsbereichs 313 ist das Europäische Nordmeer (Abb. 1) zwischen der Island-Faeröer-Schwelle, Grönland, Norwegen und Spitsbergen. Dieses Meeresgebiet ist die nördliche Verlängerung des Nordatlantiks und gliedert sich in die Norwegische See im Osten, die Grönlandsee im Norden und Nordwesten und die Islandsee im Südwesten. Der Meeresboden ist in tiefe Becken, hoch aufragende Mittelozeanische Rücken, ältere und tiefere Spreizzonen und randliche, relativ hoch gelegene Plateaus und Schwellen gegliedert.

Das Europäische Nordmeer wird von Grönland, Island, Spitsbergen, Skandinavien und den Britischen Inseln begrenzt und ist mit dem Nordatlantik durch die Dänemark-Strasse im Südwesten, den Faeröer-Shetland-Kanal im Südosten und die flache Island-Faeröer-Schwelle im Süden verbunden. Keine dieser Verbindungen ist tiefer als 900 m, im Bereich der Dänemark-Strasse und des Island-Faeröer Rückens werden sogar nur 600 bzw. 400 m Wassertiefe erreicht. Im Norden besteht durch die Fram Strasse eine Verbindung zum Arktischen Ozean.

Die Norwegische See liegt in der östlichen Hälfte des Europäischen Nordmeeres. 2 Tiefseebecken, das Norwegen Becken im Süden und das Lofoten Becken im Norden werden von den submarinen Erhebungen der Jan Mayen Bruchzone voneinander getrennt.

2.1. Entstehung der Norwegisch Grönländischen See und Geologie angrenzender Gebiete

In dieser Studie wird eine Zuordnung der Dropstones zu ihren möglichen Herkunftsgebieten angestrebt. Die besondere Schwierigkeit im Europäischen Nordmeer liegt darin, dass einst zusammenhängende geologische Formationen durch den Prozess des 'sea floor spreading' und die Entstehung der Norwegisch-Grönländischen See voneinander getrennt wurden und sich heute weit voneinander entfernt befinden. So können sehr ähnlich aussehende Gesteine mit gleicher Entstehungsgeschichte beispielsweise in Norwegen, Spitsbergen oder auch Grönland auftreten, was die Rückführung selbst sehr spezifischer Gesteine auf ein Herkunftsgebiet erschwert. Aus diesem Grund wird im Folgenden ein kompakter Abriss über die Geologie im Umfeld des Europäischen Nordmeeres gegeben. Er soll eine erste, grossräumige Übersicht über die aus verschiedenen Randgebieten zu erwartenden Gesteine ermöglichen.

Prä-Tertiäre Geschichte Grönlands - Nordwesteuropas

Im späten Präkambrium bildete sich zwischen dem Laurentischen und dem Eurasischen Schild ein Sedimentationsraum, in dem sich mächtige vulkanische und sedimentäre Abfolgen sammelten, die während der kaledonischen Orogenese zu einer langen Gebirgskette zusammengeschweisst wurden. Reste dieses einst zusammenhängenden Gebirges befinden sich heute in Svalbard, Skandinavien, Grönland, Schottland, Irland und im Nordosten Amerikas (Bryhni 1983). Das kaledonische Gebirge ist ein Decken- und Faltengebirge, das aus verfalteten und übereinandergeschobenen Deckenstapeln besteht. Diese Decken bestehen aus Resten präkambrischen Basements im Liegenden und darauf abgelagerten Suprakrustalgesteinen, die im Zuge der Metamorphose zu Metasedimenten und -vulkaniten umgewandelt wurden. Deshalb liegen die weitverbreiteten Gesteine der Kaledoniden nur noch als mittel- bis hochmetamorphe Quarzite, Schiefer, Gneise usw. vor. In Norwegen steigt der Metamorphosegrad in nordwestlicher Richtung an (Bryhni 1983).

Die Metasedimentserien sind zum Teil enorm mächtig. In Svalbard wird die Mächtigkeit des Hekla Hoek mit zumindest 18 km angegeben (Birkenmajer 1981, Oftedahl 1980). In Ostgrönland sind die spätpräkambrischen - altpaläozoischen Sedimentserien (Eleonore Bay Fm., Tillite Series, Hagen Fjord Group) mindestens 17 km mächtig (Henriksen & Higgins 1976).

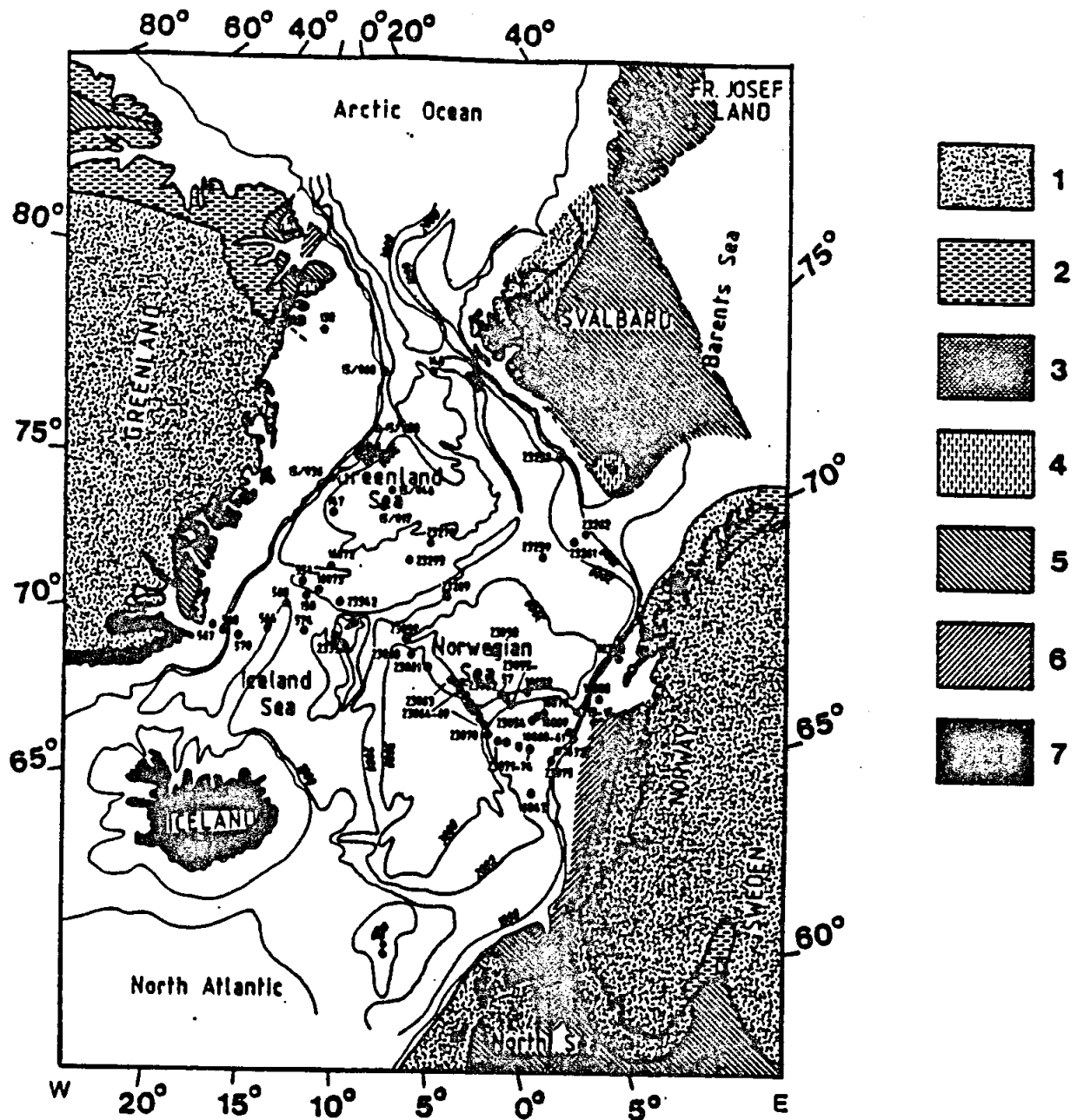


Abb. 1: Karte des Europäischen Nordmeeres mit Kernpositionen, Schelfrand, vereinfachter Bathymetrie und Geologie angrenzender Gebiete, die während des Weichsel-Glazials zum Teil vollständig vergletschert waren (nach Sigmond et al. 1984, Oftedahl 1980, Elverhöi et al. 1988, Steel & Worsley 1984, Bugge et al. 1984 und Escher & Watt 1976).

Legende für die geologischen Formationen der umgebenden Land- und Schelfregionen:

- 1: Präkambrium und Kaledoniden (metamorph) 2: Kambrium-Silur, 3: Devon 4: Karbon und Perm (im Oslo Graben: Vulkanite und Granite) 5: Mesozoikum 6: Tertiär 7: tertiäre Vulkanite

Im oberen Silur klangen die kaledonischen Bewegungen aus und wurden von einer Red Bed Sedimentation abgelöst, die mit starkem Plutonismus und Phasen erhöhter vulkanischer Aktivität verbunden war. Im Devon entstanden so mächtige Abfolgen roter Sandsteine und Konglomerate (Escher & Watt 1976). Heute sind diese einst weitverbreiteten Devonischen Gesteine in der Umgebung des Europäischen Nordmeeres nur noch in Ostgrönland und Nordspitsbergen (Birkenmajer 1981) verbreitet. Daneben finden sich kleinräumige Vorkommen an der Norwegischen Westküste (Bryhni 1978) und in der süd-östlichen Umrandung der Kaledoniden in Schottland.

Die jungpaläozoisch-mesozoische Geschichte im Raum des Europäischen Nordmeeres ist durch kontinuierliche Hebung der alten Schildregionen/Kaledoniden im Osten und Westen gekennzeichnet. Dazwischen bildete sich ein Senkungsraum, in dem sich der Abtragungsschutt der aufsteigenden Randgebiete sammelte und mächtige klastische Sedimentserien entstanden. Heute sind diese Sedimente in Randgebieten des Europäischen Nordmeeres sehr unsymmetrisch aufgeschlossen. Paläo-mesozoische Abfolgen stehen nur in Ostgrönland und auf Svalbard oberflächlich an (Hakansson & Stemmerick 1984, Birkelund & Perch-Nielsen 1976, Birkenmajer 1981).

In Norwegen sind diese Gesteine dagegen, von einem kleinräumigen Vorkommen auf Andöya (Dalland 1976) einmal abgesehen, nur auf dem Untergrund der Schelfregionen zu finden, wo sie grösstenteils unter känozoischen Sedimenten begraben sind (Böe & Bjerkli 1989, Bugge & Mörk 1984).

Auf Svalbard sind mesozoische Sedimente weit verbreitet und liegen ausschliesslich in klastischer Fazies vor. Es sind in der Regel schwarze Tonsteine, graue Silt- und Sandsteine. Diese Formationen reichen von der Trias bis in die Unterkreide, wobei jurassische Schichten nur geringen Raum einnehmen. Im Untergrund der Barents See setzt sich dieses Grundmuster fort. Auch hier sind mesozoische Sedimente am weitesten verbreitet (Elverhöi et al. 1988). Die Barents See ist ein schüsselförmiges Becken, in dessen Zentrum die geologisch jüngsten (Unterkreide) Formationen anstehen, während im Randbereich ältere Schichten (Perm - Trias) angetroffen werden. Kleinere Vorkommen Permo-Karboner Schichten sind in der Nähe der Bäreninsel und der Südspitze Spitsbergens vorhanden.

In der nördlichen Barents See steigt der kristalline Untergrund wieder an, so dass zwischen Nordaustlandet und Kvitöya das präkambrische Basement angetroffen wird. Südlich davon schliesst sich ein Gürtel permischer Cherts an, der in das Mesozoikum der zentralen und westlichen Barents See überleitet (siehe Abb. 1).

Die Norwegisch-Grönländische See entstand vor 55 - 60 My (Talwani & Eldholm 1977) durch 'sea-floor spreading', wodurch Grönland von der Eurasischen Platte abgetrennt wurde.

2.2. Klimaverhältnisse und Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres

Das Europäische Nordmeer liegt im Übergangsbereich zwischen gemässigten und arktischen Klimazonen. Die rezente Ozeanographie wird vom Einstrom gemäßigt warmer Wassermassen auf der norwegischen (Norwegenstrom) und dem Ausstrom kalter Wassermassen auf der grönländischen Seite (Ostgrönlandstrom) kontrolliert. Der Norwegenstrom ist der nördliche Arm der Nordatlantischen Drift und bringt relativ warme Wassermassen durch die östliche Norwegische See und die Fram Strasse bis in den Arktischen Ozean.

Umgekehrt transportiert der Ostgrönlandstrom auf der Westseite des Europäischen Nordmeeres kalte arktische Wassermassen nach Süden. Auf dem norwegischen Kontinentalschelf wird der Norwegenstrom vom Norwegischen Küstenstrom begleitet.

Die rezente Meereisverbreitung wird von der Temperaturverteilung beeinflusst. Im östlichen Europäischen Nordmeer herrschen Durchschnittstemperaturen von ca. 8°C, während die Temperaturen in der Grönlandsee meistens unter 0°C liegen (Hasse 1988). Dadurch kann das Packeis im Winter bis zu 50% des Europäischen Nordmeeres bedecken und der östliche Eisrand von der Küste Nordostislands bis zur Bäreninsel reichen. Die Norwegische See bleibt entlang der West- und Nordküste Norwegens und in einer schmalen Zone nördlich Spitsbergens weitgehend eisfrei, während das Treibeis auf der grönländischen Seite sehr weit nach Süden vorstossen kann.

In der Grönlandsee existiert eine ganzjährige Packeisdecke mit eisfreien Bereichen (Polynyas), die mit dem Ostgrönlandstrom nach Süden driftet (Vinje 1987). In der Barents See stösst arktisches Meereis und Eis aus der Kara See nach Süden vor und kann um die Südspitze Spitsbergens herum mit dem Westspitsbergenstrom nach Norden geführt werden. Dort biegt es beim Kontakt mit dem Ausstrom arktischen Meereises durch die Fram Strasse wieder um und driftet mit dem Ostgrönlandstrom nach Süden. Im Arktischen Ozean ist die Eisdrift durch einen antizyklonischen Wirbel im Amerasischen Becken und eine auf die Fram Strasse gerichtete Bewegung im eurasischen Teil charakterisiert (Abb. 2).

Die Packeisdecke besteht überwiegend aus 1 - 4 m dicken Schollen von ein- bis mehrjährigem Meereis, in der Eisberge eingeschlossen sein können (Dowdeswell 1989). In der Barents See wurden Tafelberge und unregelmässig geformte Exemplare beobachtet, deren Frequenz zwischen 90 und 200 pro Jahr (Jensen, pers. comm.) variiert. Die meisten Eisberge in der Barents See ragen 10 - 20 m aus dem Wasser heraus und haben einen Durchmesser von wenigen 10-er Metern. Verschiedentlich treten aber auch grössere Exemplare auf, deren Durchmesser mehrere 100 Meter betragen kann (Dowdeswell 1989). Eisberge entstehen im Kontaktbereich kontinentaler Vergletscherungen und Schelfeisdecken mit dem Meer, wobei die Form und Grösse der Eisberge von der Art des Eisstroms, durch dessen Zerfall sie entstehen, abhängt. Aus einem grossen, flotierenden Eisschelf können z.T. gigantische Tafelberge hervorgehen (Orheim 1980), während Tal- oder Fjordvergletscherungen kleinere, unregelmässig geformte Eisberge erzeugen (Powell 1983, Ovenshine 1970, Dowdeswell 1989).

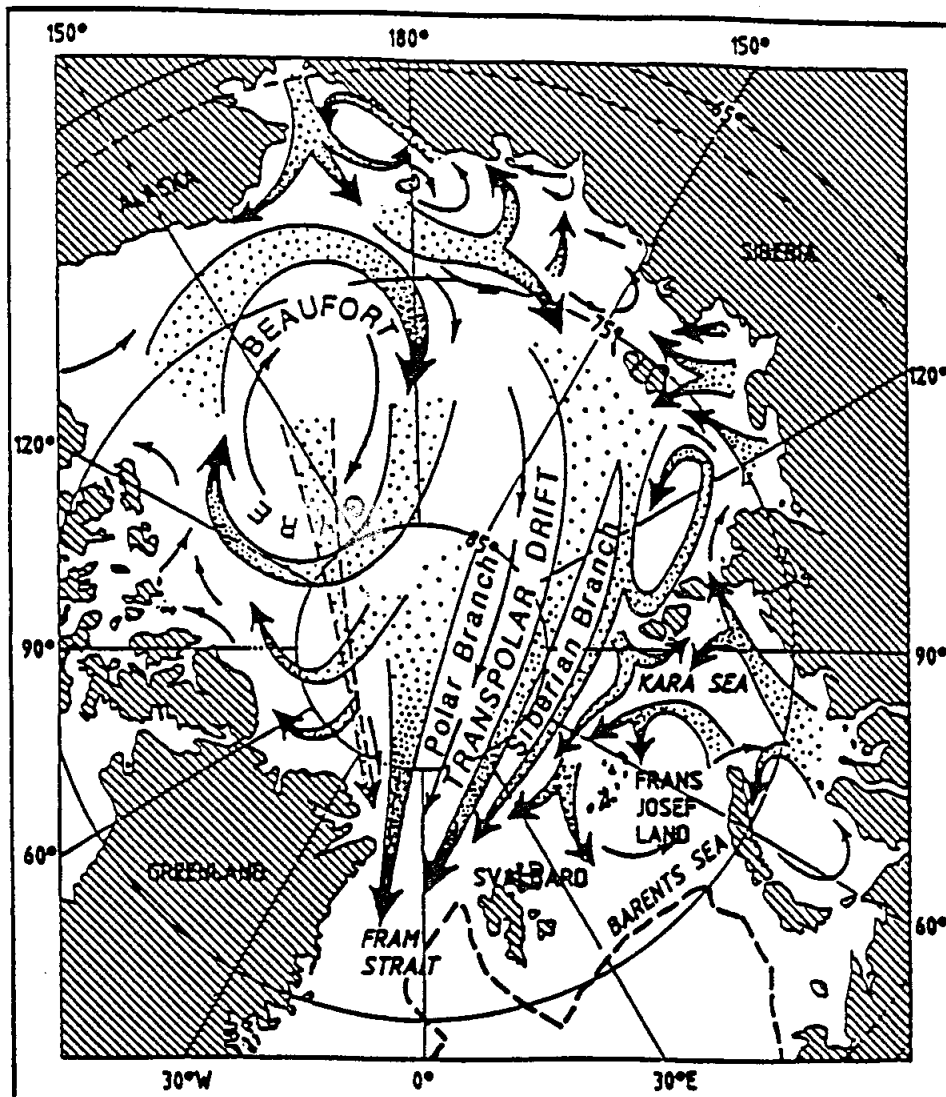


Abb. 2: Eisdriftrichtungen im Arktischen Ozean (Pfirman et al. 1989, nach Gordienko & Laktionov 1969). Für die hier untersuchte Fragestellung sind besonders die Transpolare Drift und der zwischen Svalbard und Frans-Josef-Land in die Barents-See führende Ost-Spitsbergenstrom von Bedeutung.

3. Eisberge: Entstehung, glaziale Erosion und Einbau terrigener Partikel in das Eis

Im Folgenden werden die Mechanismen dargestellt, die zwischen der Erosion eines Gesteins im Ursprungsgebiet bis zur Einlagerung in Tiefseesedimente wirksam sind.

Glaziale Erosion

Ausmass und Intensität der Eiserosion werden entscheidend vom thermischen Zustand der Grenzfläche zwischen Eis und Gestein bestimmt. Das unter der Eissohle befindliche Gestein kann durch Abrasion zu einem feinen 'Mehl' zerrieben, durch Bruch in grosse Blöcke zerteilt oder von suspensionsführenden Schmelzwasserströmen geschliffen werden. Das Ausmass der Beanspruchung hängt vom Gesteinstyp, seiner Härte und Struktur ab. Harte Gesteine wie Granite oder bestimmte Metamorphite sind widerstandsfähiger und werden gleichermassen durch Bruch und Abrasion zerstört. Bei weichen Gesteinen wie Tonsteinen, Feinsandsteinen oder manchen Vulkaniten (Tuffe, Tuffite) ist das Ausmass der Abrasion grösser, sie werden bevorzugt in feinkörniges Gesteinsmehl zerrieben (Drewry 1986). Abrasionsschutt kann in das Eis eingebaut oder durch Schmelzwässer ausgespült werden. Die mechanische Zerteilung eines festen Gesteinsverbands in einzelne Blöcke ist ein bedeutender Erosionsfaktor (Boulton 1979), der in der Regel grössere Partikel, zum Teil m-grosse Blöcke erzeugt. Durch die Schleifwirkung suspensionsführender Schmelzwässer wird das unterlagernde Gestein regelrecht 'zermahlen' (Vivian 1975). Das Endprodukt liegt im tonig/siltigen Bereich, maximal wird Fein- bis Mittelsandgrösse erreicht. In diesem Korngrössenbereich bleibt das abgeschliffene Material meistens in Suspension.

Einbau detritischer Komponenten in das Eis

Aufgrund ihrer geringen Fliessgeschwindigkeit können Eisströme Sediment sehr lange speichern, speziell wenn die Temperatur der Eisunterseite unter dem Druck/Schmelzbereich liegt und der Abtransport von Partikeln durch subglaziale Schmelzwässer eingeschränkt ist. Sediment kann in Hohlräumen eines Gletschers gespeichert (Llibouty 1964), durch Schmelzwässer weitertransportiert und an anderer Stelle erneut eingelagert werden (Weertman 1961). Bei Tal- und Fjordvergletscherungen kann weiteres Gestein von angrenzenden Berghängen auf das Eis fallen (Rapp 1960, Mellor 1973, Selby 1982) und durch Klüfte und Spalten in tiefere Zonen des Eises eindringen. Wenn Gesteinsbruchstücke in der Eisakkumulationszone auf das Eis fallen, können sie sich weiter talwärts bereits tief im Eis eingeschlossen befinden. Das führt zu einer in Fliessrichtung des Eisstroms zunehmenden Partikelkonzentration. Aus diesem Grund werden die höchsten Sedimentkonzentrationen im Mündungsbereich eines Gletschers erreicht, wo im marinen Milieu die Eisberge entstehen.

Meereis und küstennahes Eis

Terrigenes Material kann aber nicht nur durch Eisberge, sondern auch durch Meer- (Pfirman et al. 1989) oder küstennahes Wintereis (Spjeldnaes 1981) transportiert werden. Wenn das Bildungsmilieu des Eises in einem landnahen Bereich (Küstenregionen, flache Schelfmeere, Fjorde oder Flussmündungen) liegt, kann es zu einer teilweise hohen Partikelkonzentration im Eis kommen (Pfirman et al. 1989, Reimnitz und Kempema 1987).

Darüber hinaus ist sedimenthaltiges (sogenanntes 'schmutziges') Meereis nicht die Ausnahme, sondern eher der Regelfall. Keines Eis ohne Sedimenteinschlüsse ist im Arktischen Ozean und in der Barents sehr selten. Durch Eiskernbohrungen (Pfirman et al. 1989) konnte nachgewiesen werden, dass das Meereis fast immer kleine Einschlüsse lithogener Partikel besitzt. Diese Beobachtungen zeigten aber auch, dass die Grösse der transportierten Partikel fast ausschliesslich im Ton-Silt Bereich liegt. Die grössten Partikel hatten einen Durchmesser von 0.5 mm. Aus diesen Gründen kann mit einiger Sicherheit davon ausgegangen werden, dass die in dieser Arbeit untersuchte Korngrössenfraktion 0.5 - 2 mm von Eisbergen transportiert wurde.

4. Kernpositionen

Das Kernmaterial (Tab. 1) wurde auf METEOR II/2 bewusst von flach geneigten Flanken submariner Erhebungen der Jan-Mayen Bruchzone und vom Vöring-Plateau aus Wassertiefen zwischen 800 und 3.000 m entnommen (Henrich et al. 1989, siehe Abb. 1), um möglichst ungestörte Proben zu gewinnen. In den Jahren 1987 - 1989 wurden weitere Proben aus der Grönland- und Islandsee und aus der nördlichen Norwegischen See dazu gewonnen. Das bei der METEOR II/2 begonnene NW - SE Transect durch das Europäische Nordmeer wurde durch Proben von den Ausfahrten POLARSTERN Ark V/1, 3a, Ark VI/2, METEOR VII/2, 3 und 5, POSEIDON 128/142 erweitert. Die einzigen echten Dokumentationslücken verbleiben in den Tiefseebecken, wo Turbiditätsströme eine verlässliche Zeitbestimmung verhindern. Bei der POSEIDON Reise 142 (1987) wurden zusätzliche Proben im Bereich der Vöring-Plateau Zentral- ($67^{\circ}40'N$, $5^{\circ}40'E$) und Hangstation ($66^{\circ}55'N$, $7^{\circ}50'E$) sowie vom nordöstlichen (16052) und südlichen (16043) Vöring-Plateau gewonnen. Darüber hinaus wurde das Transect nach Nordwesten in die Grönlandsee erweitert (16072/73).

Weitere Proben stammen von flachen Schelfgebieten Norwegens (16313, -315, -327, -348) und Grönlands (138, 567, 568). Von METEOR VII/2 stammen 4 Kerne vom Barents See Sedimentfächer in der nördlichen Norwegischen See (23258, -259, -261 und -262). 2 Kerne (57-09-33/59) stammen vom flachen (150 m) Schelf der äusseren Hebriden. Dieses Material enthielt Dropstones, die aus Basalten und Lewisian-Gneiss Gesteinen von Nordwest-Schottland bestehen und wurde zu lithologischen Vergleichen benutzt. Die Proben wurden auf dem Kern-Workshop der Geologischen Konferenz 'Glacial Geologic Processes' in London (1989) aus geöffneten Schwerelotkernen entnommen. Darüber hinaus konnten Gesteinsproben von Hopen und Kvitöya für direkte lithologische Vergleiche gewonnen werden.

Tab. 1: Stationsliste aller untersuchten Kernlokationen. Bei den 'POLARSTERN' und 'METEOR VII/5' Kernen (554 - 570) wurden die Bord-Stationennummern benutzt.

Station N°	°Latitude N	°Longitude E/W	Water Depth (m)
Me 23054	67.39.4	05.47.5 E	1426 GKQ
Me 23055	69.25.4	04.01.4 E	2308 KL/GKQ
Me 23056	68.30.1	03.50.3 E	2665 GKQ
Me 23057	68.40.2	03.30.1 E	3157 GKQ
Me 23059	70.18.3	03.07.3 W	2283 KL/GKQ
Me 23060	70.00.1	02.59.7 W	3229 GKQ
Me 23061	69.30.1	02.01.7 W	3534 GKQ
Me 23062	68.43.0	00.10.8 E	2243 KL/GKQ
Me 23063	68.44.8	00.00.3 E	2302 GKQ
Me 23064	68.39.9	00.19.4 E	2571 GKQ
Me 23065	68.29.7	00.49.9 E	2804 KL/GKQ
Me 23066	68.15.2	01.00.4 E	2795 GKQ
Me 23067	68.05.6	01.25.5 E	2837 GKQ
Me 23068	67.50.0	01.30.1 E	2228 KL/GKQ
Me 23069	67.39.9	01.36.0 E	1894 GKQ
Me 23070	67.20.4	02.09.9 E	1505 GKQ
Me 23071	67.05.1	02.54.4 E	1306 KL/GKQ
Me 23072	67.00.0	03.24.8 E	1400 GKQ
Me 23073	66.49.9	04.24.9 E	1338 GKQ
Me 23074	66.40.4	04.54.4 E	1159 KL/GKQ
Me 23075	66.21.6	06.08.3 E	652 GKQ
Me 23258	74.59.7	13.58.2 E	1768 KL
Me 23259	72.01.8	09.15.9 E	2518 KOL
Me 23261	72.10.9	13.06.1 E	1628 KOL
Me 23262	72.13.6	14.25.1 E	1131 SL
Me 23269	71.26.3	00.39.8 E	2872 GKQ
Me 23270	73.10.0	00.48.7 W	2755 GKQ
Me 23293	72.37.3	06.35.5 W	2574 GKQ
Me 23298	68.19.5	01.29.1 E	2755 GKQ
Pos 16308	67.46.5	09.41.3 E	769 DR
Pos 16313	67.12.0	09.13.3 E	465 DR
Pos 16315	67.12.5	09.12.1 E	457 DR
Pos 16327	66.35.8	06.34.5 E	726 DR
Pos 16348	66.18.7	11.36.0 E	153 VC
Pos 16043	65.30.9	04.05.6 E	1279 GKQ
Pos 16052	68.31.9	05.30.3 E	2526 GKQ
Pos 16060	66.50.6	08.03.3 E	500 GKQ
Pos 16061	66.51.7	07.57.2 E	713 GKQ
Pos 16069	67.40.3	05.50.4 E	1427 GKQ
Pos 16070	67.41.2	05.50.8 E	1340 GKQ
Pos 16072	72.34.1	10.28.0 W	2195 GKQ
Pos 16073	71.55.2	11.33.1 W	2307 GKQ
Pos 16365	67.39.4	05.47.5 E	1426 GKQ
Pos 16366	69.25.4	04.01.4 E	2308 GKQ
Pol 138-1	79.45.3	14.21.6 W	76 GKQ
Pol 140-3	78.24.0	01.05.5 E	1189 GKQ
Pol 147-1	74.13.8	10.02.3 W	3150 GKQ
Pol 150-2	71.48.7	12.34.2 W	1298 GKQ
Pol 15/017	74.19.6	05.10.9 W	3460 GKQ
Pol 15/036	75.19.9	11.33.9 W	1043 GKQ
Pol 15/046	74.57.6	04.01.3 W	3586 GKQ
Pol 15/050	76.47.6	05.23.7 W	1638 GKQ
Pol 15/060	78.30.8	04.13.4 W	3568 GKQ
Me 23342	71.37.6	08.24.6 W	1755 GKQ
Me 23354	70.20.0	10.37.6 W	1745 GKQ
Me 554	72.12.6	12.58.7 W	2399 KL/GKQ
Me 560	71.17.4	14.03.9 W	1205 KL/GKQ
Me 564	70.26.5	16.04.6 W	1235 KL/GKQ
Me 567	70.23.3	20.11.7 W	309 GKQ
Me 568	70.23.8	19.20.8 W	403 GKQ
Me 570	70.21.7	18.21.1 W	1679 KL/GKQ
He 57-09-33	57.30.1	8.42.5 W	152 PC
He 57-09-89	57.32.1	8.45.4 W	123 PC

Me: Research Vessel 'METEOR'
 Pos: RV 'POSEIDON'
 Pol: RV 'POLARSTERN'
 He: Probe von den äußeren Hebriden
 GKQ: Giant Box corer
 DR: Dredge sample
 VC: Vibro Corer
 KL: Box Corer
 KOL: Piston Corer
 SL: Gravity Corer

5. Methodik

5.1. Probennahme

Die analysierten Proben wurden mit Grosskastengreifern (GKG), Kastenloten (KAL) und Kettendredgen (DR) gewonnen. Der Grosskastengreifer ist ein würfelförmiges Gerät mit einer Kantenlänge von 50cm. Es ermöglicht die Entnahme ungestörter Sedimentproben mit einem Maximalvolumen von 0.25 m^3 . Da die max. Eindringtiefe im Europäischen Nordmeer aber nur 45 cm beträgt, ist der tatsächliche Probengewinn etwas geringer. Das Kastenlot wird zur Entnahme längerer Sedimentkerne verwendet und hat einen quadratischen Querschnitt mit 30 cm Kantenlänge. Einzelne Abschnitte sind 6 m lang und können miteinander verbunden werden, so dass auch 12 oder 18 m lange Kastenlote eingesetzt werden können. Das Kastenlot wird durch einen Gewichtssatz ins Sediment hineingetrieben. Es wird direkt an Bord geöffnet und vollständig verarbeitet.

Prinzipiell ähnlich funktionieren auch Schwere- und Kolbenlote, die aus einem zylindrischen Stahlrohr mit ca. 12 cm Durchmesser bestehen, das innen mit einem genau eingepassten Hartplastikrohr (10 cm) versehen ist. Schwere- und Kolbenlot werden durch einen Gewichtssatz ins Sediment getrieben. Das Kolbenlot ist zusätzlich mit einem Saugkolben ausgestattet, der im Moment der Kernentnahme angezogen wird und das Sediment dadurch ansaugt. Nachdem sich das Lot wieder an Bord befindet, wird das Plastikrohr aus dem Stahlmatel herausgezogen und in 1 m lange Abschnitte geschnitten, die separat verschlossen werden. Die Bearbeitung dieser Proben beginnt erst im Anschluss an die Schiffsreise. Im Vergleich zu Kolben- und Schwereloten hat das Kastenlot den Vorteil, dass Störungen der Sedimentabfolge weitgehend vermieden werden. In Kolben- und Schwereloten können sich stark konsolidierte Sedimente durch die höhere Mantelreibung festsetzen und nachfolgende Schichten ausgequetscht werden. Derart gestörte Sedimentabfolgen können zu Fehlinterpretationen führen.

Dredgen sind in mehreren Ausführungen verfügbar. Es gibt tonnen- und kastenförmige Versionen mit Metallgittern unterschiedlicher Maschenweite oder Schlitten, an denen ein Stahlnetz befestigt wird. Alle Dredgen werden vom Schiffsheck zum Meeresboden abgesenkt und dann hinter dem Schiff hergezogen. Wie bei einem Schleppnetz verfangen sich darin Sedimentpartikel ab einer bestimmten Mindestgrösse, die über die Maschenweite wählbar ist. Dredgen sind somit nur für die Entnahme von Oberflächenproben, bei denen der Gewinn möglichst grosser Mengen grobkörniger Sedimentkomponenten im Vordergrund steht, geeignet. Da Dredgen eine gewisse Zeit vom Schiff geschleppt werden, kann ein verhältnismässig grosser Ausschnitt des Meeresbodens beprobt werden.

Die Probennahme für die Dropstone-Untersuchung erfolgte bei der 'METEOR' II/2 Reise im Anschluss an die standardisierte Kernbearbeitung (Henrich et al. 1989). Nachdem die sedimentologische und paläontologische Beprobung eines Grosskastengreifers abgeschlossen war, verblieb ein Rest ungestörten Sedimentes in der Kernmitte. Aus diesem Rest mit einer Grundfläche von ca. 2000 qcm wurde das Sediment in Form von Scheiben mit einem Metallblech herausgeschnitten. Lage und Dicke der beprobten Kernabschnitte wurden im Anschluss an die lithologische Kernbeschreibung festgelegt, die als Erstes nach

Öffnung des Grosskastengreifers durchgeführt wurde. Die Oberflächensedimente im Europäischen Nordmeer bestehen in der Regel aus einer oberen, 15 - 40 cm dicken hell- bis rötlichbraunen Schicht, und einer unteren, meistens einheitlich grauen Schicht. Die braunen Sedimente an der Oberfläche sind sehr feinkörnig, gering verfestigt und enthalten sehr wenig Dropstones. Darunter folgt ein grauer Abschnitt mit hohem Dropstone-Gehalt, der nochmals in bis zu 3 Lagen mit besonders hohem Dropstone-Gehalt unterteilt ist, die durch dünne Schichten feinkörnigen Sedimentes voneinander getrennt sind (Abb. 3).

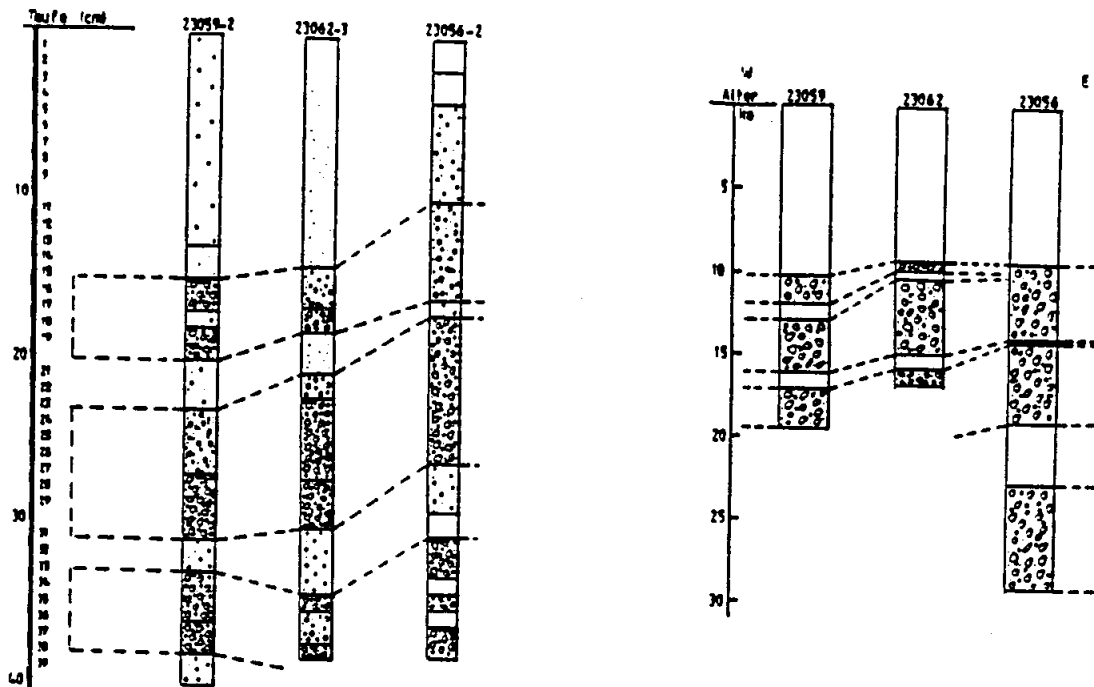


Abb. 3: Tiefen- (links) und Alterskorrelation (rechts) zwischen Bereichen erhöhter Dropstone-Dichte in 3 Sedimentkernen aus der westlichen (23059), zentralen (23062) und östlichen (23056) Norwegischen See. In der linken Abbildung ist die Dichte des Dropstone-Eintrages gegen die Tiefe in cm (vertikale Skala) abgetragen, wobei die Dichte der Blocksignatur der Dropstone-Dichte im Sediment entspricht. Gestrichelt umrandet sind 3 Horizonte mit gemeinsamen Dropstone Eigenschaften. In der rechten Darstellung sind dieselben Bereiche gegen die absolute Zeitskala (Vogelsang 1990) korreliert. Auffallend ist der gegenüber der östlichen Norwegensee verfrüht ein- und aussetzende Eintrag eistransportierten Materials in der westlichen Norwegischen See (23059). Die Zeitdifferenz beträgt maximal 2.000 Jahre.

Bei der Probenauswahl wurde auf eine saubere Trennung zwischen dem Oberflächensediment, in dem fast keine Dropstones enthalten sind, und den tieferen Abschnitten mit hoher Dropstone-Dichte geachtet. Dieser tiefere Abschnitt wurde noch feiner in mehrere aufeinanderfolgende Zonen mit besonders hoher Dropstone-Dichte unterteilt. Die Mächtigkeit der herausgeschnittenen Abschnitte variierte zwischen 5 und 15 cm.

Auf der POSEIDON Reise 142 wurden alle Proben aus der Norwegischen See einheitlich in 2 - 3 cm dicke Scheiben geschnitten, um ein möglichst hochauflösendes Bild von der zeitlichen Veränderlichkeit der Dropstone Zusammensetzung zu gewinnen.

Nordwestlich von Jan-Mayen wurde dieses Schema abgewandelt. In den Stationen 16072/73 enthielten die oberen 35 cm so wenig Dropstones, dass jeweils 10 cm dicke Schichten herausgeschnitten wurden. Dadurch wurde erreicht, dass auch diese Proben für analytische Zwecke ausreichende Mengen eistransportierten Materials enthielten.

Auf diese Weise wurden bei METEOR II/2 aus jedem Kastengreifer 3 - 5 und aus jedem POSEIDON 142 GKG bis zu 12 Proben entnommen. Die Sedimente aus der Grönland- und Islandsee wurden zum Teil in nur 1 - 2 cm dünne Scheiben zerschnitten und anschliessend mit einem Mehrfach Siebsatz geschlämmt. Das Material liegt in den Fraktionen 0.5 - 1 mm und über 1 mm vor. Zum Teil handelt es sich auch nur um einzelne Steine für lithologische Vergleiche mit Dropstones aus der Norwegischen See.

Während der Ausfahrt POLARSTERN VI/2 wurde der grönländische Kontinentalhang zwischen 75° und 80°N beprobt. Auch diese Sedimente wurden in 2 cm dicke Scheiben geschnitten.

Auch bei der Beprobung der Kastenlote richtete sich die Auswahl geeigneter Abschnitte nach der Lithologie und Dropstone-Dichte. Da Dropstones das Untersuchungsobjekt dieser Studie sind, wurden im Interesse eines möglichst hohen Materialgewinns vornehmlich die dunkelgrauen - olivgrauen glazialen Sedimente mit hohem Dropstone-Gehalt beprobt. Um die Dropstone Dichte zu ermitteln, wurde das Sediment in konstanten Intervallen mit einem Messer durchstossen, so dass Zonen hoher Dropstone Dichte durch das Geräusch am Messer reibender Sand- und Kieskörner erkannt werden konnten. Diese Lagen wurden dann selektiv herausgegriffen.

5.2. Probenaufbereitung

Das Sediment wurde durch ein Wannensieb geschlämmt, um die grobkörnigen Komponenten zurückzuhalten. Die Art des Schlammvorgangs richtete sich nach der Verfügbarkeit des Probenmaterials. Wenn die Sedimente wie auf POLARSTERN VI/2 sofort in Plastikbeutel verpackt wurden, erfolgte das Ausschlämmen des grobkörnigen Materials erst im Nasslabor nach Rückkehr. Nur bei den Ausfahrten METEOR II/2, POSEIDON 142 und METEOR VII wurden die Sedimente bereits an Bord durch grosse (50 cm Durchmesser) Wannensiebe mit einer Maschenweite von 0.5 mm geschlämmt. Dazu wurde der bordeigene Seewasser-Hochdruckanschluss verwendet, mit dessen Hilfe die Bearbeitung einer Probe in relativ kurzer Zeit möglich war. Obwohl dabei mit einem harten Wasserstrahl vorgegangen wurde, traten am Probenmaterial keine mechanischen Zerstörungen

ein, lediglich Anwachs- und Besiedlungsspuren epibenthischer Organismen wurden vernichtet (Oschmann, pers. comm.).

Die Proben wurden in Kiel einer Nachbehandlung unterzogen, um letzte, fest hafende Sedimentreste zu entfernen. Dazu wurden alle Proben zunächst in grossen Plastikwannen mit Wasser und H_2O_2 aufgelockert und durch ein 0.5 mm Sieb geschlämmt. Danach wurden die Proben im Trockenschrank ca. 12h bei einer Temperatur von 70 - 120° C getrocknet.

In den oberen 15 cm enthielten die Proben zum Teil grosse Mengen kalk- und sandschaliger Foraminiferen. Um die wenigen, auch in solchen vorwiegend postglazialen Proben enthaltenen Dropstones herauszufiltern, musste das Ausgangsmaterial konzentriert werden. Zu diesem Zweck wurden kalkschalige Foraminiferen mit 10 %-iger Essigsäure aufgelöst. Bis zur vollständigen Lösung vergingen 10 - 15 Minuten. Der aus Dropstones und Resten sandschaliger Foraminiferen bestehende Rückstand wurde mehrfach mit destilliertem Wasser nachgespült und anschliessend bearbeitet. Säurebehandelte Proben wurden extra gekennzeichnet, da eine Auflösung karbonatischer Dropstones einkalkuliert werden musste. Es hat sich jedoch gezeigt, dass selbst hochempfindliche Kreidepartikel den Lösungsvorgang überstanden, so dass die prozentuale Abnahme von Kalksteinen bei den Dropstones als gering angesehen werden kann. Hinzu kommt, dass Kalksteine, Dolomite und Marmore zusammen maximal 2% des Probenbestandes darstellen und damit quantitativ unbedeutende Dropstone Komponenten sind. Geringfügige, durch Säurelösung bedingte Veränderungen können in diesem %-Bereich vernachlässigt werden.

5.3. Stratigraphie

Die Sauerstoff-Isotopen Stratigraphie ist das wichtigste Instrument zur chronologischen Einordnung des bearbeiteten Kernmaterials und ermöglicht bei angemessen enger Beprobung die Erstellung eines hochauflösenden Zeitgerüsts. Die Isotopenmessungen wurden an planktischen Foraminiferen *N. pachyderma* durchgeführt (Vogelsang 1990). 7 Kastenlotkerne (23055, -59, -62, -65, -68, -71 und -74) und 20 Grosskastengreifer (23055 - 23074) aus der Norwegischen See wurden auf diese Art korreliert.

Um das absolute Alter der Kerne zu erhalten, wurde ein Kern vom südwestlichen Vöring-Plateau (23071-3) mit der C-14 AMS Methode datiert. Die absoluten Alter der Stadiengrenzen wurden der SPECMAP Skala (Martinsson et al. 1987) entnommen. Die Altersdaten wurden entsprechenden Punkten der Sauerstoff Isotopenkurve zugeordnet und dieses Zeitgerüst auf alle anderen O-18 Kurven übertragen. Auf diese Weise konnten alle oben angegebenen Kerne absolut datiert werden. Das Alter der untersuchten Proben (Tab. 2) wurde entweder direkt von Vogelsang (1990) übernommen oder zwischen 2 Altersdaten linear interpoliert.

Da die Sedimentationsraten regional stark variieren und speziell auf dem südlichen und westlichen Vöring-Plateau weit über dem Durchschnitt liegen, sind die vom Kernmaterial repräsentierten Zeiträume unterschiedlich lang. Holozäne Proben aus den oberen 15 - 20 cm repräsentieren in der westlich-zentralen Norwegensee und auf dem nördlichen Vöring-Plateau mit ca. 9 - 10 ky Jahren den längsten Zeitraum. Auf dem nördlichen Vöring-Plateau reicht GKG 23056-2 am weitesten zurück (29 ka). Die tiefste Probe dieses Kerns (25 - 39 cm) reicht von 29.1 ka - 18.6 ka und umfasst damit die längste Zeitspanne aller untersuchten GKG-Proben. Alle anderen Proben erlauben eine wesentlich feinere Auflösung mit ca. 3 - 4 ky/Probe. In einigen Fällen (Tab. 2) ist die Auflösung noch genauer und liegt zwischen 0.5 und 2 ky. Während die tiefsten Einheiten der Kerne 23059, -62 und -65 aus der westlichen und zentralen Norwegensee bis ins Isotopenstadium 9 zurückreichen, zeigen alle östlich davon gelegenen Kerne ansteigende Sedimentationsraten.

Eine weitere Tendenz zu ansteigenden Sedimentationsraten zeigt sich in Nord - Süd Richtung. Kern 23055 vom nordwestlichen Vöring-Plateau reicht bis ins obere Isotopenstadium 7 (6.40 m), der südwestlich davon gelegene Kern 23068 nur noch bis zum frühen Stadium 6 (7.00 m) zurück. Auf dem südwestlichen und südlichen Vöring-Plateau steigen die Sedimentationsraten dann erheblich stärker an. Auf dem äusseren Vöring-Plateau (23071-2/3) wird das oberste Isotopenstadium 6 in 7.20 m Teufe erreicht. Kern 23074-1/3 liegt nahe am Norwegischen Kontinentalhang und umfasst die Isotopenstadien 1-3 auf 7 m Teufe.

Aus diesem Grund reicht die Akkumulationsratenbestimmung in Kern 23074-1/3 nur bis zum Isotopenstadium 3 zurück. Alle anderen Kerne können zumindest bis zum Isotopenstadium 5 zurückverfolgt werden. Die westlichen Kerne (23068, -65, -62 und -59) lassen eine Rekonstruktion bis zum Isotopenstadium 6 zu.

5.3.1. Lithostratigraphische Korrelation

Nicht alle in dieser Studie vorgestellten Kerne verfügen über absolute Altersdatierungen wie die Kerne der METEOR II/2 Reise. An Kernen der POSEIDON 142 Reise wurden lediglich einzelne Sauerstoff-Isotopenwerte (Rumohr, pers. Mit.) gemessen, und das Material von den METEOR VII und POLARSTERN Ark V und VI Reisen war zur Zeit der Dropstone Analyse noch unvollständig bearbeitet.

Deshalb mussten die betreffenden Kerne mit lithostratigraphischen Methoden korreliert werden. So kann beispielsweise die Obergrenze massiven Eiseintrags als Zeitmass angesehen werden, wenn der entsprechende Horizont in einem benachbarten Kern datiert wurde. Auf diese Weise wurden die Grosskastengreifer 16072/73 aus der südlichen Grönlandsee korreliert. Die Obergrenze starken Dropstone Eintrags liegt dort in 30/35 cm Teufe und wurde im nächstgelegenen GKG aus der Norwegischen See (23059) mit 9 - 9.5 ka datiert.

Kern Nr.	Tiefe (in cm)	Alter in Jahren BP
23055-2	0 - 13	9.270 - present
	14 - 26	13.730 - 9.430
	28 - 32	14.510 - 14.000
	26	13.730
	27	13.860
	28	13.990
	29	14.120
	30	14.250
	31	14.380
	32	14.510
	33	14.640
	34	14.770
23056-2	0 - 9	9.120 - present
	11 - 16	13.860 - 9.540
	17 - 24	17.880 - 14.120
	25 - 39	29.100 - 18.630
23057-1	1 - 10	9.350 - present
	11 - 20	14.250 - 9.540
	21 - 26	16.140 - 14.410
	27 - 35	26.100 - 20.120
23059-1	0 - 13	9.500 - present
	13 - 28	14.640 - 9.500
	28 - 38	19.520 - 14.640
23060-2	0 - 10	8.600 - present
	12 - 21	13.220 - 9.440
	22 - 31	18.480 - 13.640
	33 - 41	24.440 - 19.670
23062-2	1 - 14	9.200 - 2.090
	15 - 20	10.100 - 9.350
	21 - 30	14.900 - 10.630
	31 - 42	17.800 - 15.140
23063-2	1 - 16	9.540 - 2.000
	17 - 25	13.790 - 9.730
	26 - 32	15.430 - 13.970
	33 - 43	21.210 - 15.950
23064-2	2 - 11	8.730 - present
	12 - 20	9.850 - 8.850
	21 - 27	13.020 - 9.980
	28 - 39	18.160 - 13.600
	40 - 44	20.490 - 18.630
23065-2	2 - 16	9.500 - present
	18 - 25	13.600 - 9.800
	25 - 33	17.000 - 13.600
23066-2	1 - 14	4.810 - present
	15 - 25	8.600 - 5.160
	26 - 35	9.600 - 8.700
	36 - 44	11.110 - 9.700
23067-2 berechnet mit Sed. Rate 4.8 cm/ka	1 - 6	1.250 - present
	7 - 16	3.330 - 1.460
	18 - 27	5.630 - 3.750
	29 - 40	8.330 - 6.040
	41 - 45	9.380 - 8.540
23068-2	1 - 10	3.440 - present
	11 - 27	8.900 - 3.780
	28 - 40	11.030 - 9.050
	44 - 46	12.130 - 11.760
23068-3	96 - 119	27.750 - 22.660
	125 - 145	33.510 - 29.080
23071-2	0 - 8	3.560 - present
	9 - 20	7.170 - 4.010
	22 - 31	8.250 - 7.360
	33 - 43	9.420 - 8.440
23071-3	70 - 90	14.980 - 12.060
	100 - 115	16.660 - 15.440
	157 - 175	21.720 - 19.710
	240 - 260	27.130 - 25.770
23072-2	1 - 11	8.700 - present
	12 - 23	9.580 - 8.750
	24 - 31	10.440 - 9.650
	32 - 40	13.470 - 10.770
	41 - 46	15.490 - 13.800
23074-3	1 - 9	9.000 - present
	10 - 18	9.900 - 9.100
	20 - 35	10.600 - 10.100
23074-1	118 - 140	14.000 - 13.460
	210 - 230	19.200 - 17.490
	260 - 280	23.540 - 21.800
	310 - 330	27.790 - 26.140

Tab. 2: Proben - Alters Korrelation. Die Alter der Ober- und Untergrenzen jeder Probe wurden entweder direkt aus den absoluten Altersbestimmungen von Vogelsang (1990) entnommen oder zwischen 2 absoluten Daten linear interpoliert. Im Kern 23067-2 wurde das Alter durch Division der Teufe durch eine mittlere Sedimentationsrate von 4.8 cm/ky errechnet. Dieser Wert entspricht dem Mittelwert aus den Sedimentationsraten der direkt benachbarten Kerne 23066-2 und 23068-2.

Qualitative Veränderungen der Dropstone Zusammensetzung können ebenfalls zur Zeitbestimmung benutzt werden. Kreidepartikel befinden sich in nahezu allen glazimarin Sedimenten. Die obersten cm der Dropstone-reichen Lagen enthalten jedoch keine Kreide mehr, was mit dem Rückzug des Inlandeises aus dem Bereich anstehender Kreide während des Daniglazials vor ca. 11 ka (Milthers 1909, Holtedahl 1986) zusammenhängt. Auf dem mittelnorwegischen Kontinentalhang (23075, 16061) liegt dieser Horizont in 10 - 13 cm Teufe.

Im GKG 16052 wurde ein ähnliches Verfahren angewandt. Als lithostratigraphischer Vergleichshorizont wurde die Schicht gewählt, in der der Gehalt klastischer Sedimentgesteine schlagartig ansteigt. Da GKG 16052 nicht weit von 23055-2 entfernt ist, wurde dieses Ereignis als zeitgleich angesehen. Der starke Anstieg des Gehalts von Silt- und Sandsteinen setzte in GKG 23055-2 um 14.5 ka ein. Daher kann diese Zeitmarke auf 25 cm Teufe des Kerns 16052 übertragen werden.

5.4. Methodik zur Bestimmung des quantitativen Dropstone Eintrags

Als Mass für den quantitativen Dropstone Eintrag wurde die 'Einheit' Kornzahl/Sedimentvolumen gewählt. Die Anzahl der in einer Proben enthaltenen Körner wurde ermittelt, indem ein definierter Probensplit auf einem Auszählblech (9 x 5 cm) ausgestreut und der Inhalt einiger Zellen ausgezählt wurde. Anschliessend wurde bestimmt, welchem Probenanteil der Split entsprach und der Zählwert mit diesem Faktor multipliziert.

Das Volumen der untersuchten Kastengreiferproben errechnete sich aus der beprobten Grundfläche und der Länge des Probenabschnittes. Letztere war durch die exakt festgelegten Ober- und Untergrenzen der Proben genau bekannt, nur die Grundfläche musste zum Teil nachträglich abgeschätzt werden. Nachdem Archivkästen, Scheiben für die Radiographien und Ausstechzylinder entnommen waren, verblieb eine Restfläche von ca. 2.100 qcm. Diese Fläche konnte aber nie vollständig beprobt werden, da beim Ausstechen des Nassediments immer ein geringer Probenverlust entstand. Aus diesem Grund wurde allen Berechnungen ein Mass von 2.000 qcm zugrundegelegt.

Dropstones in der Radiographie

Für Radiographien wurden 0.8 cm dicke Scheiben senkrecht aus dem ungestörten Sediments herausgeschnitten und einer Bestrahlung mit Röntgenstrahlen ausgesetzt. Anhand der Dichte und räumlichen Anordnung von Dropstones im radiographischen Bild konnten 9 verschiedene Dichtestufen für die Stärke des Eintrags eistransportierten Materials im Sediment definiert werden (Abb. 4).

Stufe 1: Obwohl in der Radiographie keine Dropstones zu erkennen sind, können Proben, die in diese Kategorie fallen dennoch einige kleine (<2 mm) Dropstones/cdm enthalten.

Stufe 2: Wenige, regellos im Sediment verteilte Dropstones sind in der Radiographie sichtbar. Die Dichte der sandkorngrossen Partikel liegt bei <500 /cdm.

Stufe 3: Der quantitative Eintrag stimmt mit Stufe 2 überein, aber die Partikel sind zum Teil grösser (bis 6 mm).

Stufe 4/5: Zonen geringfügig höheren Dropstone Gehalts. Die Dichte variiert zwischen 500 und 2.000 Partikeln/cdm. In Stufe 4 ist das Material sandig, in Stufe 5 auch grobkörniger.

Stufe 6: Optisch relativ dichter Dropstone Eintrag mit teilweise grossen Steinen. Das Eisdriftmaterial liegt aber nicht in durchgängigen Lagen vor, sondern ist fleckig-lückenhaft verteilt. Der Dropstone Gehalt erscheint, bedingt durch die grossen Steine, dichter als in den Stufen 4 und 5, liegt aber dennoch unter 2.000 Partikeln/cdm.

Die Stufen 7, 8 und 9 repräsentieren kontinuierliche, durchziehende Bänder mit scharfer Ober- und Untergrenze und sehr hohen Dropstone Gehalten.

Stufe 7: 2.000 bis 5.000 Dropst./cdm










Stufe 8: 5.000 bis 30.000 Dropst./cdm

Stufe 9: über 30.000 Dropst./cdm

5.5. Bestimmung der Akkumulationsraten eistransportierten Materials

Die Berechnung von Akkumulationsraten erfolgte auf relativ direkte Weise. Da die terrigene Grobfraktion (≥ 0.5 mm) direkt vorlag, brauchte nur deren Gewicht gemessen zu werden. Dabei wurden alle Steine mit mehr als 3 cm Durchmesser ausgeschlossen. Der Grund für diese methodische Einschränkung liegt in der inhomogenen Korngrössenverteilung des Eisdriftmaterials. Es gibt Proben, die fast ausschliesslich aus sandig-bis feinkiesigen Partikeln bestehen und kaum grössere Steine enthalten. Daneben treten aber auch Proben auf, in denen sich -neben geringen Sand- und Feinkiesgehalten- grössere Steine befinden. Die Verteilung grosser Steine ist sehr unregelmässig.

23056-2

- | | | |
|---|---|--|
| 1 |  | <30 dropstones/dm ³ |
| 2 |  | <500 dropstones/dm ³
sand sized |
| 3 |  | <500 dropst/dm ³ , some
coarse grained particles |
| 4 |  | 500-2000 dropst./dm ³
ice rafted sand |
| 5 |  | 500-2000 dropst./dm ³
coarser grained |
| 6 |  | <2000 dropst/dm ³ ,
patchy distribution,
pebble sized |
| 7 |  | 2000-5000 dropst./dm ³
continuous layers,
all grain sizes |
| 8 |  | 5000-30000 dropst./dm ³ |
| 9 |  | >30000 dropst./dm ³ |

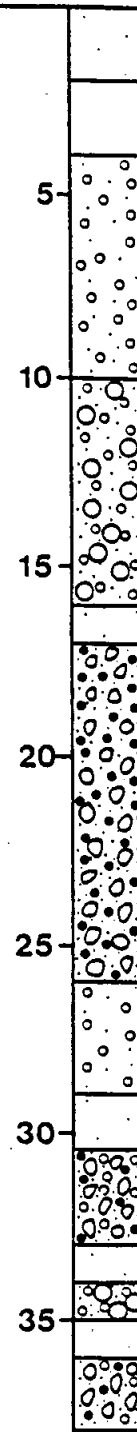


Abb. 4: GKG 23056-2 vom nordwestlichen Vöring-Plateau mit Zonen erhöhten Dropstone-Gehalts. Links sind die der Signatur entsprechenden Dropstone-Dichte Stufen (von 1 - 9) dargestellt. In der rechten Säule sind vertikale Veränderungen der Dropstone-Dichte gegen die Tiefe (in cm) dargestellt (vgl. mit Abb. 3).

Generell treten in Proben aus dem Europäischen Nordmeer maximal 5 Steine mit einem Durchmesser von über 3 cm auf, wobei die grössten Exemplare mit bis zu 30 cm Durchmesser in der westlichen Norwegischen See gefunden wurden. Im Europäischen Nordmeer ist die Verteilungsdichte grosser Dropstones relativ gering, während grosse Steine auf dem Norwegischen Kontinentalhang und -schelf sehr häufig sind. Durch das zum Teil erhebliche Gewicht dieser Steine mussten Resultatsverfälschungen befürchtet werden, so dass es angebracht erschien, derart grosse Partikel von der Gewichtsmessung auszuschliessen.

Als Mass für Akkumulationsraten wurde die Einheit Gewicht/Grundfläche/Zeit verwendet. Als Grundfläche der Kastenlotproben wurde angesetzt: $900 \text{ qcm} - 400 \text{ qcm} = 500 \text{ qcm}$

400 qcm entsprechen der durchschnittlichen Fläche, die durch vorhergehende Probennahmen verloren gehen. Bei Kastengreiferproben müssen von der primären Grundfläche ca. 500 qcm abgezogen werden, so dass als Berechnungsgrundlage eine Fläche von ca. 2.000 qcm verbleibt.

5.6. Untersuchung der Form eistransportierter Gesteinsfragmente

Die Form der Gesteinspartikel wurde untersucht, um Aufschlüsse über Transportmechanismen zu erhalten. Es wurde untersucht, ob eistransportierte Gesteinspartikel bestimmte Gesetzmässigkeiten im Rundungsgradverhältnis aufweisen oder ob der Rundungsgrad beliebig verteilt ist. Aus der Form der Partikel kann möglicherweise auf direkte Spuren von Eiserosion geschlossen werden (Gletscherschrammen u.a.). So ist beispielsweise der Rundungsgrad von Gesteinsmaterial an der Oberfläche eines Gletschers erheblich schlechter als in der basalen, angereicherten Zone (Domack et al. 1980).

Form und Rundungsgrad der Gesteinsfragmente wurden in Anlehnung an das Schema von Powers (1953) bestimmt. Die Zahl der Rundungsgradklassen wurde auf 3 reduziert und nur zwischen scharfkantigen, angerundeten und vollkommen runden Partikeln unterschieden.

5.7. Entwicklung der Untersuchungsmethodik

Klassische, geschiebekundliche Methoden, die in der Festlandsgeologie erfolgreich angewandt werden, können bei Eisdriftmaterial nur in begrenztem Umfang benutzt werden. Einerseits erlaubt die geringe Partikelgrösse meist keine einwandfreie Identifikation, andererseits sind Leitgeschiebe nur aus dem südkandinavisch-baltischem Raum bekannt (Hesemann 1975).

Aus westlichen und nördlichen Teilen Norwegens sind entsprechende Gesteine unbekannt (Bryhni, pers. comm.). Die geologische Kartierung Norwegens wird zwar ständig weiter verdichtet, aber zum gegenwärtigen Zeitpunkt ist nicht bekannt, ob es sich bei

den wenigen, hinsichtlich ihrer mineralischen und chemischen Zusammensetzung aussergewöhnlichen Gesteinen Norwegens tatsächlich um echte Leitgesteine handelt, die nur an einer speziellen Lokalität anstehen, oder nicht.

Im Moment sind Eklogite aus der Alesund Region die einzigen Gesteine, die nur von dort bekannt sind. Ein ganz typischer Mineralbestand (Pyrop und Omphazit) charakterisiert dieses Gestein und unterscheidet es von anderen Eklogiten der Norwegischen Westküste (Bryhni & Sturt 1985). Weitere als Leitgesteine in Frage kommende Gesteinstypen gibt es in der Region Jotunheimen (Jotunit), um Stavanger (einen Augengneis, dessen grosse Kalifeldspatäugen von dünnen Quarzsäumen eingehüllt werden) und in der Fen Region (Karbonatite). In der Fen Region stehen auf einer Fläche von nur 5 km² karbonatisierte Ultramafite an, die aufgrund ihrer einzigartigen Zusammensetzung als eigenständige Gruppe, sog. Fenite, bezeichnet werden (Holtedahl 1960). Die Gneise aus der Stavanger Region und Jotunheimen (Bryhni et al. 1981) erschienen in dieser Hinsicht vielversprechender und wurden zu Vergleichszwecken anhand von Dünnschliffen aus der Sammlung des Mineralogischen Museums in Oslo detailliert untersucht.

Der Jotunit ist ein plutonisches Gestein von intermediärem Chemismus, dessen Feldspäte durch einen ganz speziellen Streifenperthit gekennzeichnet sind, der den Zwillingslamellen von Plagioklasen ähnelt.

Sowohl die Stavanger Augengneise als auch der Jotunit wurden in Dropstone-Dünnschliffen wiedererkannt. Es ist aber nicht auszuschliessen, dass ähnliche Gesteine auch an anderen Lokationen in der Umgebung des Europäischen Nordmeeres vorkommen könnten. Eine an leitgeschiebekundlichen Methoden orientierte Bearbeitung des Eisdriftmaterials unter Bezug auf Norwegen wird durch folgende 4 Punkte entscheidend erschwert:

1. Es existieren nur sehr wenige Gesteinstypen in Norwegen, die als Leitformen verwendet werden können.
2. Die Wahrscheinlichkeit, solche Gesteine im Eisdriftmaterial wiederzufinden, ist aufgrund der kleinräumigen Vorkommen sehr gering.
3. Es besteht die Möglichkeit, seltene Leitgesteine mit gewöhnlichen, weitverbreiteten Formen zu verwechseln.
4. Oft ist nicht geklärt, ob entsprechende Gesteinstypen nicht auch an anderen Orten vorkommen können.

Bei Proben aus der zentralen Norwegisch-Grönländischen See kommt das Problem hinzu, dass von dort aus die Entfernung zu den umliegenden, potentiellen Liefergebieten des Eisdriftmaterials, Nordeuropa, Grönland, Island, den Britischen Inseln und Spitsbergen etwa gleich gross ist. Dadurch könnte diese Region Eisdriftmaterial aus praktisch allen umliegenden Gebieten erhalten haben, so dass die Suche nach geeigneten Leitgeschieben auf ein wesentlich grösseres Gebiet ausgedehnt werden müsste - ein nicht sehr erfolgversprechender Ansatz.

Unter Hinblick auf die Problematik, aus der Dropstone Verteilung Aussagen über Paläo-Eisdriftrichtungen zu treffen, sind diese nur vereinzelt auftretenden Leitgesteine nicht von entscheidender Bedeutung. Sie können vielmehr als echter Nachweis spezieller Transportrichtungen benutzt werden, geben aber keinen Aufschluss über längerfristig vorherrschende Strömungsrichtungen. Je seltener ein bestimmtes Gestein im Eisdriftmaterial auftritt, desto eher kann es durch einen kurzfristig von der Hauptströmungsrichtung abweichenden Prozess transportiert worden sein.

Grosse Bedeutung kommt vielmehr solchen Gesteinen zu, die im Eisdriftmaterial häufiger und in grösseren Quantitäten vorkommen. Sie können als Anzeiger langfristig existierender Strömungsmuster interpretiert werden.

Aus diesen Gründen musste ein Verfahren entwickelt werden, dass auch ohne direkten Nachweis eine systematische Einengung potentieller Liefergebiete auf bestimmte Regionen ermöglicht. Die Leitidee hierbei war, prinzipielle Unterschiede in der Geologie möglicher Ursprungsgebiete auszunutzen. So sollte bei einer vorwiegenden Anlieferung von Eisdriftmaterial aus Spitsbergen ein hoher Anteil unmetamorpher Sedimente zu erwarten sein, während Gesteine, die aus Westskandinavien stammen, fast ausschliesslich aus kristallinen Komponenten bestehen würden. In Grönland, auf der Westseite des Europäischen Nordmeers, sollten sich die mächtigen Quarzitisserien der Kaledonischen Decken im Eisdriftmaterial widerspiegeln usw..

Die qualitative Zusammensetzung des Eisdriftmaterials würde dann, dem Verlauf damaliger Oberflächenströmungen entsprechend, Mischungsverhältnisse von Dropstones aus unterschiedlichen Regionen wiedergeben, die nachträglich gewissermassen 'entzerrt' werden müssten. Deshalb waren bei einer Bewertung der Dropstone Zusammensetzung folgende 6 Gesichtspunkte zu beachten:

1. Die Wahl des richtigen Korngrössenbereichs. Die ausgeschlammten Dropstones liegen in der Fraktion $\geq 500\mu\text{m}$ vor. Da der grösste Teil des Materials im Sand-/Feinkiesbereich liegt, wurde die Fraktion 0.5 - 2 mm zur qualitativen Analyse ausgewählt. Selbst Proben mit geringem Dropstone Gehalt enthalten in diesem Bereich noch genügend Partikel für statistische Auswertungen.

2. Eine genaue Klassifizierung des Eisdriftmaterials unter dem Binokular musste sichergestellt sein. Dazu wurden die Dropstones in möglichst viele unterschiedliche und klar voneinander abgegrenzte Gesteinsklassen unterteilt.

3. Es war zu prüfen, inwieweit komplex zusammengesetzte und grobkristalline Gesteine in der 0.5 - 2 mm Fraktion überhaupt wiedererkannt werden können. Bevor Kategorien für die Einteilung der Dropstones gebildet werden konnten musste geklärt sein, ob Spuren metamorpher Beanspruchung identifiziert werden können. Prinzipiell geht es hierbei um die Frage, ob an ausreichend grossen Probestücken erkannte Strukturen auch in kleinen (0.5 - 2 mm) Partikeln nachweisbar sind.

4. Zur Bestimmung feinkörniger Gesteine werden Streupräparate herangezogen, die zu Dünnschliffen verarbeitet und lichtmikroskopisch untersucht werden. Mit Schliffsamm-

lungen anderer Institute (Geol. Inst. der Universität Oslo, Mineral. Mus. Oslo) konnten direkte Vergleiche zwischen eisverdrifteten Dropstones und Gesteinen potentieller Liefergebiete vorgenommen werden.

5. Anhand von Vergleichsproben aus möglichst küstennahen Schelfgebieten kann die Hintergrundsignatur bestimmter Regionen, die als Herkunftsgebiet von Dropstones in Frage kommen, getestet werden. Die Vergleichsanalyse muss nach derselben Methode und im selben Korngrößenbereich wie die der Dropstones durchgeführt werden.

6. Die bisherigen Kenntnisse über spätpleistozäne Eisrandlagen, speziell über die Ausdehnung ins Meer mündender Eisströme wurden benutzt, um die Ausdehnung möglicher Dropstone Liefergebiete abzuschätzen. Als Referenz wurden die Kartendarstellungen der Eisausdehnung im späten Weichsel Glazial von Andersen (1981), Boulton (1985) und Weidick (1976) verwendet.

Das Resultat dieser Überlegungen ist ein Analyseverfahren, das Leitgesteine - sofern vorhanden - nutzt, aber nicht darauf angewiesen ist. Durch eine sehr feine Unterteilung des Eisdriftmaterials (auch) nach genetischen Gesichtspunkten, Farbe und Korngrösse wurde es möglich, einzelnen Gebieten in der Norwegisch-Grönländischen See und bestimmten Zeitabschnitten des Spätpleistozäns charakteristische Muster der Dropstone Zusammensetzung zuzuordnen. Diese Muster können dann unter bestimmten Annahmen auf die Anlieferung eistransportierten Materials aus definierten Liefergebieten zurückgeführt werden. Die sich daraus ergebenden Transportrichtungen können als Abbild der Oberflächenströmung interpretiert werden.

5.8. Dropstone Analyse

Gesteinsbeschreibungen

Die Gesteinsbeschreibungen wurden mit Hilfe makroskopischer Beobachtungen, Untersuchungen am Binokular und Dünnschliffanalysen vorgenommen. In der Regel waren die Partikel nur schwach angewittert und konnten deshalb problemlos bestimmt werden.

In der Nähe des Norwegischen Kontinentalhanges, auf dem Schelf und in holozänen Proben sind die Gesteinsfragmente dagegen oft stark verwittert oder mit einer fest haftenden Fe-oxidschicht überzogen. Solche Steine wurden aufgeschlagen oder angeschliffen, so dass Mineralbestand und Gefüge an der frischen Bruchfläche bestimmt werden konnten.

Die Nomenklatur der Gesteinsbeschreibungen folgt petrographischen Kriterien nach Moorehouse (1959), Mehnert (1968), Heinrich (1956) und Tröger (1971). Bei der Klassifikation plutonischer und metamorpher Gesteine wurde dem weltweit anerkannten Standard von Streckeisen (1976) gefolgt.

Dünnschliffanalysen

Ausgesuchte Streupräparate von Mineral- und Gesteinskörnern wurden zur Herstellung von Dünnschliffen vorbereitet. Die Körner lagen im Korngrößenbereich von 0.5 - ca. 8 mm. Die Dünnschliffe dienten zur exakten petrographischen Klassifizierung der Gesteine und einem Vergleich mit Dünnschliffpräparaten aus Norwegen, die während eines 2-wöchigen Forschungsaufenthalts in Oslo untersucht wurden. Es wurde mit einem Zeiss Mikroskop bei 80-, 125-, 500- und 625-facher Vergrößerung gearbeitet.

Qualitative Dropstone Analyse

Im Vorangehenden sind die Hauptprobleme der qualitativen Dropstone Analyse erörtert worden. Ein wichtiger Aspekt war die Wahl eines geeigneten Korngrößenbereichs, der bei allen Proben für analytische Zwecke ausreichende Materialmengen liefert und eine einwandfreie Identifikation der Partikel erlaubt. Als ideal erwies sich der Bereich von 0.5 - 2 mm, in dem sämtliche Gesteinsbruchstücke unter dem Binokular gut erkannt werden konnten. Alle Analysenergebnisse, deren Datensätze sich als Prozentwerte im Anhang finden, wurden unter dem Binokular bei 12 - 64-facher Vergrößerung erarbeitet.

Dazu wurde das Probenmaterial auf einer flachen Auszählschale ausgestreut, die in 45 Quadrate von jeweils 1 qcm unterteilt ist. Unter dem Binokular wurden alle Gesteins- und Mineralbruchstücke dieser Quadrate ausgezählt und in 106 Klassen eingeteilt. Es wurden mindestens 600 Körner/Probe ausgezählt. Diese Absolutwerte wurden dann in Prozentwerte (Kornzahlprozent) umgerechnet.

Während der Startphase dieser Untersuchung wurden verschiedene Analyseverfahren getestet und ein zunächst noch recht grobes Raster zur Einteilung verschiedener Gesteinstypen verwendet. Dabei wurde am Binokular nur generell zwischen Graniten, Gneisen, Sandsteinen, Kalken usw. unterschieden. Dieses primäre Raster konnte mit zunehmender Bestimmungssicherheit verfeinert werden. Klastische Sedimentgesteine konnten eindeutig nach Farbe und Korngrösse unterschieden werden. Probleme entstanden bei der Differenzierung zwischen magmatischen und metamorphen Gesteinen sowie innerhalb dieser Gruppen. Aber auch hier konnte ein immer genaueres Klassifikationschema entwickelt werden. Dabei entwickelte sich aus der Kategorie 'Granit' eine Gruppe von 14 Partikelklassen, die die unterschiedliche Farbe der Feldspäte und den Quarzgehalt berücksichtigte. Der schmale Korngrößenbereich setzt dieser Einteilung enge Grenzen. Streng genommen ist sie nur für feinkörnige Granite oder Mikrogranite (Hatch & Wells 1937) anwendbar.

Mit zunehmender Korngrösse des Ausgangsgesteins bleiben in der 0.5 - 2 mm Fraktion Quarz/Feldspat Aggregate und schliesslich nur noch einzelne Quarz- und Feldspatkörner übrig, die separat gezählt und klassifiziert wurden. Eine Klassifizierung polykristalliner Quarz/Feldspat Aggregate konnte nur erfolgen, wenn durch direkten Vergleich mit

grösseren und identischen Gesteinsbruchstücken aus derselben Probe die Struktur definiert und eine eindeutige Zuordnung zu magmatischen oder metamorphen Gesteinen vorgenommen werden konnte. Dieses Verfahren wurde mehrfach durch Vergleich zwischen der 0.5 - 2 mm Fraktion und größeren Fraktionen geeicht. Dabei zeigte sich, dass die Unterscheidung zwischen metamorphen und magmatischen Gesteinen zuverlässig funktioniert, auch wenn zwischen diesen Lithologien gleitende Übergänge bestehen. So kann eine plutonische Intrusion im Randbereich tektonisch deformiert sein, während der Kern unbeanspruchte blieb und demzufolge noch das ursprüngliche, granitische Gefüge zeigt. Umgekehrt können durch sehr hohe Druck- und Temperaturbedingungen (Granulitfazies) Gesteine partiell aufgeschmolzen werden, wodurch die metamorphe Lamination des Ausgangsgesteins in eine regellose granitische Struktur umgewandelt werden kann (Mehnert 1968).

Eichung der Gesteinsbestimmung mit Hilfe grober Gesteinsfragmente

Die Beziehung zwischen metamorphen und granitischen Strukturmerkmalen und die Frage ihrer Erkennbarkeit in der 0.5 - 2 mm Fraktion konnte mit Gesteinsproben von der Insel Kvitöya (NE-Spitsbergen) exemplarisch geklärt werden. Steine und Gerölle zwischen 3 und 15 cm Grösse wurden dort gesammelt und anschliessend quantitativ ausgewertet. Das Material bestand jeweils zur Hälfte aus roten Alkaligraniten und weissen bis hellgrauen Qz-Plag-Biot-Gneisen, deren Gneisstruktur unterschiedlich deutlich ausgebildet war. Parallel dazu wurde eine Analyse desselben Materials in der 0.5 - 2 mm Fraktion vorgenommen, die ergab, dass diese Fraktion das Verhältnis von magmatischen zu metamorphen Gefügen so wiedergibt wie die grossen Steine selbst.

Das Klassifikationsschema

besteht aus insgesamt 106 Klassen für Gesteins- und Mineralfragmente. Im Anhang finden sich die vollständigen Datensätze, wobei die Lithologietypen durch Zahlen in der linken Spalte angegeben sind, die von 1 bis 106 reichen. Die Entsprechungen sind in der vorangehenden Legende zusammengefasst. Klastische Sedimentgesteine einer bestimmten Farbe sind meist sehr homogen zusammengesetzt. So finden sich unter grauen klastischen Sedimenten fast nur Siltsteine, unter schwarzen fast nur Tonsteine usw.. Als gelegentliche Ausnahmen können auch graue Sandsteine und Konglomerate auftreten, auch schwarze Konglomerate wurden gefunden. Um diesen Umständen gerecht zu werden, wurden beispielsweise 24 Klassen für klastische Sedimentgesteine eingerichtet, die nach Farbe und Korngrösse kategorisiert wurden, 14 Kategorien für helle plutonische Gesteine, die nach Mineralbestand eingeteilt wurden usw.. Entsprechend wurde auch bei monokristallinen Mineralkörnern verfahren.

Um eine Darstellung der Analysenergebnisse in möglichst übersichtlichen Diagrammen zu erreichen, erwiesen sich die 106 Klassen des primären Schemas als zu umfangreich. Deshalb wurden viele der primären Kategorien zu einem kondensierten Schema zusammengefasst. Es trägt im Anhang eine Buchstaben/Zahlen Kombination, die mit einem C beginnt. In diesem Schema werden klastische Sedimentgesteine nur noch nach Farbe un-

terschieden, bei den Plutoniten werden die Partikel zu hellen und dunklen Plutoniten zusammengefasst usw.. Aus ursprünglich 106 Klassen werden auf diese Weise 21.

In einem weiteren Konzentrationsschritt wurden die einzelnen Lithologie Gruppen nochmals nach einem etwas veränderten Schema zusammengefasst, das nur noch 11 Gruppen umfasst. Die Bezeichnungen dieser Gesteinsklassen beginnen jeweils mit einem D. Das 'D' Schema enthält gegenüber dem 'C' Schema zusätzliche Informationen, da innerhalb der metamorphen Gesteine auch zwischen Schiefern, Quarziten und Gneisen unterschieden wird.

Das Kristallingesteinsschema

Kristallinen Gesteinsarten kommt quantitativ die grösste Bedeutung im Probenmaterial zu. An 49 ausgewählten Proben wurde die Zusammensetzung der Kristallingesteine mit einem besonderen Schema ermittelt. Es enthält 8 Klassen für Quarzite, 3 für Schiefer und 15 weitere für Metamorphite und Plutonite, bei denen zwischen hellen, intermediären und mafischen Typen unterschieden wurde, die wiederum in Untergruppen eingeteilt wurden. Bei hellen Gesteinen wurde beispielsweise zwischen weissen, gelben, roten, rosa- und orangefarbenen Typen unterschieden, bei mafischen Typen zwischen schwarzen, grauen, dunkelgrünen, grünen und hellgrünen Varietäten.

6. Ergebnisse

6.1. Oberflächensedimente

Im Europäischen Nordmeer sind spätquartäre Sedimente im wesentlichen durch 2 faziell unterschiedliche Ausbildungen gekennzeichnet. Es gibt alternierende Abfolgen dunkler und heller Schichten, die sich nicht nur hinsichtlich ihrer Farbe und physikalischen Sedimenteigenschaften, sondern auch durch die Sedimentkomponenten unterscheiden. Es überwiegen hellgrau - hellbraune Schichten, die Ablagerungen aus Interglazialzeiten darstellen, aber auch in glaziale Phasen hineinreichen können. Dunkle Schichten sind grau- dunkelgrau oder dunkelolivgrau gefärbt und auf glaziale Phasen beschränkt.

Jeweils am Ende eines glazialen Abschnittes tritt eine spezielle Abfolge auf, die aus 10 - 20 cm grauschwarzem, sandigen Silt und einer darauffolgenden olivgrauen, fleckigen Lage besteht (Abschmelzhorizonte, Henrich et al. 1989). Im Gegensatz zu allen anderen Schichten sind diese Sedimente deutlich stärker verfestigt (Kassens 1990) und weisen scharfe Ober- und Untergrenzen auf.

Die mit Kastengreifern beprobten oberen 45 cm bestehen ausschliesslich aus hellbraunen - rötlichbraunen, tonig-siltigen Sedimenten. Im Gegensatz zu tieferen Schichten ist der Glazial/Interglazial Übergang an der Oberfläche (Termination I) nicht an dem entsprechenden Farbwechsel zu erkennen, sondern durch unterschiedliche hohe Gehalte von grobkörnigen, terrigenen Gesteinsfragmenten akzentuiert.

mm stark abnimmt. Darüber hinaus befinden sich in allen Proben aus glazialen Sedimenten vereinzelt Steine, deren Durchmesser zwischen 2 und 6 cm variiert.

6.2. Quantitativer Dropstone Eintrag

Anhand von Radiographien kann der quantitative Eintrag grobkörniger Gesteinskomponenten erkannt und abgeschätzt werden. In der Norwegischen See zwischen Jan-Mayen und dem Mittelnorwegischen Kontinentalhang können in den oberen 45 cm der Sedimentsäule 4 Regionen mit grundsätzlich unterschiedlichem Muster des quantitativen Eiseintrags unterschieden werden (Abb. 5).

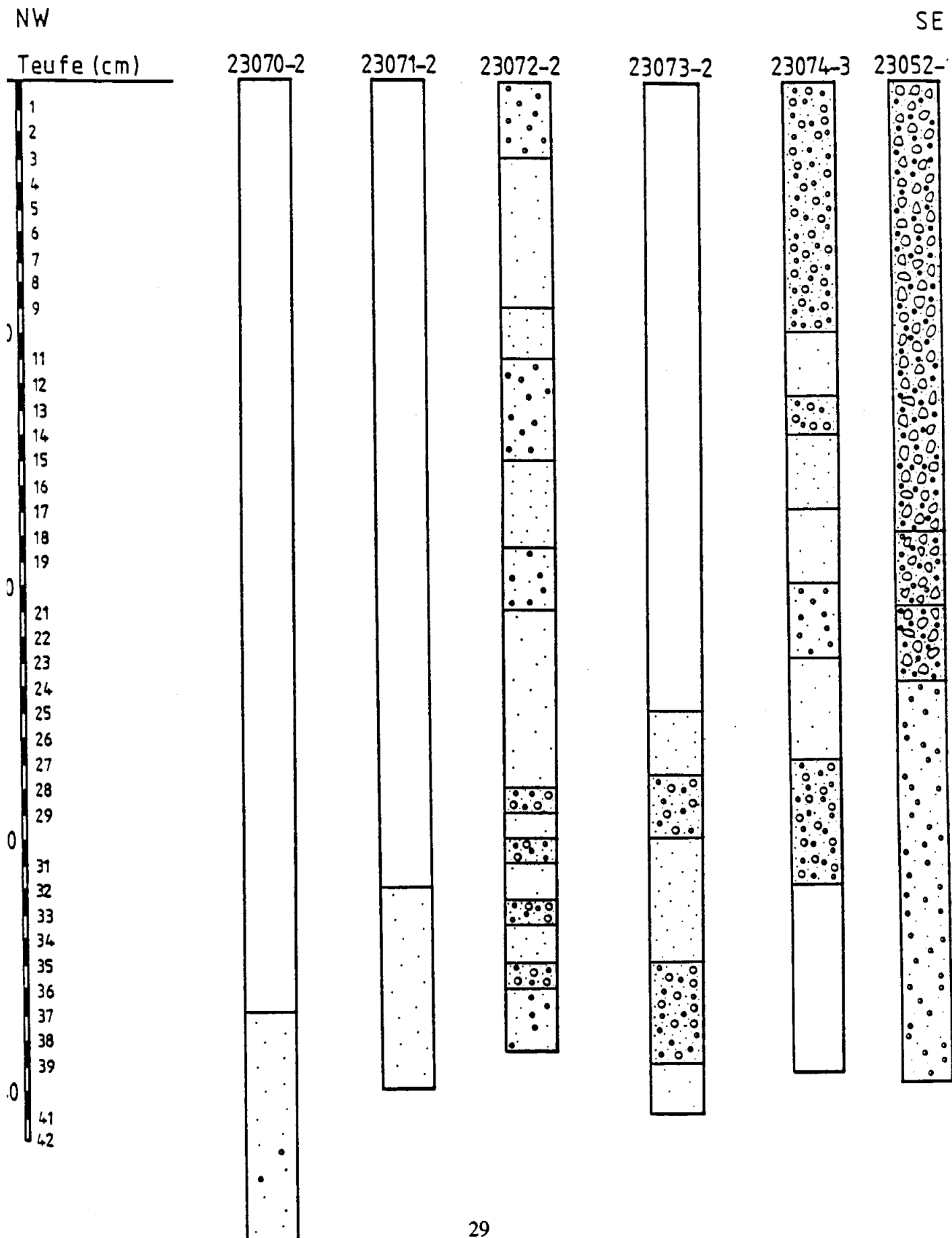
- In der westlichen und zentralen Norwegischen See und auf dem nördlichen Vöring-Plateau (Zone 2) setzt verstärkter Eiseintrag unterhalb einer durchschnittlich 15 cm mächtigen holozänen Einheit ein, in der Dropstones von untergeordneter Bedeutung sind. In den holozänen Schichten liegt der Dropstone (0.5 mm) Gehalt bei 0.1%. In den tieferen glazimarinischen Schichten sind bis zu 3.0 % Dropstones enthalten.

- Entlang des Mittelnorwegischen Kontinentalhangs zwischen 65° und 68° N (Zone 1) herrscht ein vollkommen anderes Muster vor. An der Oberfläche stehen sandig-kiesige Schichten an und die Sedimentoberfläche ist dicht mit grossen Geröllen bedeckt. Der Grobfractionsanteil nimmt zur Tiefe stark ab und erreicht in 20 - 30 cm Teufe Werte wie in der zentralen und westlichen Norwegischen See. An der Sedimentoberfläche kann der Gehalt an grobkörnigen Geröllen 5 % und mehr betragen. Der geringe Verfestigungsgrad der Oberflächensedimente lässt darauf schliessen, dass es sich dabei um glazimarine Schichten handelt und die Gerölle Dropstones sind. Allerdings ist nicht auszuschliessen, dass es sich bei den groben Komponenten auch um umgelagertes Moränenmaterial handeln könnte.

- Auf dem Vöring-Plateau südlich von 67°N (Zone 4) geht der Dropstone-Gehalt stark zurück. Im westlichen Randbereich des Vöring-Plateaus sind in den oberen 45 cm keine Dropstones nachweisbar, die >0.5 mm Fraktion besteht fast ausschliesslich aus Gehäusen benthischer Foraminiferen. Auf dem Mittelnorwegischen Kontinentalhang setzen vereinzelt Lagen mit hohem Dropstone-Gehalt ein. Mächtigkeit und Frequenz dieser Lagen nehmen in östlicher Richtung zu und gehen im Übergangsbereich Kontinentalhang/oberer Schelf in die bereits beschriebene Fazies des Mittelnorwegischen Kontinentalhangs über (Abb. 6).

- Südlich von 66°N ergibt sich im äussersten Süden des Vöring-Plateaus (Zone 3) ungefähr dasselbe Bild des quantitativen Eiseintrags wie in der westlichen und zentralen Norwegischen See, aber die Mächtigkeit der holozänen Deckschicht ist mit 25 cm etwas grösser. In leicht abgewandelter Form erscheint dieses Muster wieder in der südlichen Grönlandsee und auf dem Mohs Rücken südlich von 73°N. Dort setzen die Dropstone-führenden Lagen in ca. 30 cm Teufe ein. Das darüberliegende tonig-siltige Sediment ist extrem arm an eisverdrifteten Gesteinspartikeln, obwohl aus 10 cm dicken Sedimentscheiben bis zu 300 Dropstones ausgeschlämmt werden konnten.

Abb. 6: NW - SE Profil über das südliche Vöring-Plateau. Dargestellt ist die Dropstone-Dichte im Sediment. Die Signatur entspricht den Dichte-Stufen aus Abb. 4. Deutlich ist die Zunahme des Dropstone Gehaltes nach Südosten zu erkennen. Die höchsten Gehalte werden nahe des norwegischen Kontinentalhangs (23052) erreicht.



6.3. Tiefenabhängige Variation des Dropstone Eintrags

In Oberflächensedimenten (bis 45 cm Teufe) der Norwegisch-Grönländischen See lassen sich bis zu 3 vertikal aufeinanderfolgende Lagen mit hohem Anteil grobkörnigen, eistransportierten Materials unterscheiden, die durch 1 - 2 cm dünne Schichten aus feinkörnigem Sediment ohne Dropstones voneinander getrennt sind. Die Mächtigkeit dieser Lagen variiert zwischen 3 und 15 cm. Die Schichtgrenzen der Horizonte mit hohem Dropstone Anteil sind jeweils eben und klar ausgebildet. Dieses Grundmuster eines in 3 Phasen gegliederten Eiseintrags kann am besten am Beispiel des GKG 23056-2 demonstriert werden (siehe Abb. 4).

Unter ca. 15 cm holozänem Sediment mit sehr geringem Dropstone-Gehalt folgt der oberste Abschnitt mit hoher Dropstone-Dichte. Er reicht bis in 20 cm Teufe und repräsentiert die Schlussphase massiver Eisdrift in der Norwegisch-Grönländischen See zwischen 13.8 und 9.5 ka. Der obere Abschnitt ist nur westlich des 0° Längengrades und auf dem nördlichen Vöring-Plateau verbreitet.

Darunter folgt bis in ca. 30 cm Teufe ein durchschnittlich 10 cm mächtiger Abschnitt, dessen Verbreitung erheblich über die des oberen Abschnittes hinausreicht. In der Norwegischen See reicht er östlich über den 0° Längengrad hinaus bis an den Westrand des Vöring-Plateau, während sein Verbreitungsgebiet auf dem nördlichen Vöring-Plateau mit dem des oberen Abschnittes übereinstimmt. In diesem mittleren Abschnitt, der von 18 - 14 ka reicht, werden die höchsten Dropstone-Dichten der gesamten Norwegischen See erreicht.

Westlich von 2° W gehen der mittlere und der untere Abschnitt (bis ca. 45 cm Teufe) fließend ineinander über. In allen anderen Bereichen besteht der untere Abschnitt aus mehrfachen Wechseln zwischen 1 - 3 cm mächtigen Horizonten mit hohem und 1 cm dünnen Lagen feinkörniger Sedimente mit geringerem Dropstone Anteil. Der Einsatz dieser Phase mit erhöhtem Eintrag eistransportierten Materials reicht bis mindestens 29 ka zurück.

Südlich von 68°30' N erstreckt sich parallel zum westlichen Vöring-Plateau Rand eine nach Süden ausweitende Zone, in der Dropstones in den oberen 45 cm fehlen. Erst östlich und südöstlich dieser Zone sind den feinkörnigen Schichten wieder vermehrt 3 - 5 cm dicke Lagen mit erhöhtem Dropstone-Gehalt zwischengeschaltet. Auf dem Mohns-Rücken und in der südlichen Grönlandsee können die tiefenabhängigen Oszillationen des Eiseintrags nicht mehr unterschieden werden, da Dropstone-führende Schichten erst in 30 cm Teufe einsetzen und durch die auf 45 cm begrenzte Eindringtiefe der Kastengreifer nur der obere Bereich aufgeschlossen wurde.

6.4. Die Form eisverdrifteter Gesteinsfragmente

Direkte Hinweise auf Eisbeanspruchung wie Kritzungen wurden nur in feinkörnigen, homogen aufgebauten und harten bzw. stark verfestigten Gesteinen gefunden, z. B. in Basalt, Dolomit, Marmor und hochverfestigten Ton-/Siltsteinen. Allerdings besteht die Gefahr der Fehlinterpretation solcher 'Schrammen', denn auch Mylonite und Kataklastite können sehr ähnliche Strukturen aufweisen (Björklund 1989). Grundsätzlich sind in Dropstones nur wenig gekritzte Geschiebe zu finden. Offensichtlich beeinflusst der Gesteinstyp selbst durch Korngrösse und -verbund, Struktur und Härte den Rundungsgrad mehr als unterschiedliche Erosionsvorgänge.

Siltsteine:

Siltsteine kommen in grosser Formenvielfalt vor. Oft sind sie sphärisch-rund oder ellipsoidisch-oval, aber auch abgeplattete und unregelmässig eckige Formen kommen vor. Bei mm-Schichtung oder hohem Gehalt schichtparallel eingeregelter Glimmerplättchen ist die Form fast immer plattig-kantengerundet. Die Oberflächenform richtet sich nach der Schichtung und kann plan oder leicht wellig sein. Speziell härtere, stärker verfestigte und homogene Siltsteine zeigen unregelmässig-vieleckige Formen und sind mehr oder weniger kantengerundet.

Rote, glimmerhaltige Siltsteine und schwarze Tonsteine/-schiefer weisen oft frische Bruchflächen auf, die meist parallel zur Orientierung der Glimmerplättchen oder fossilen Pflanzenreste ausgerichtet ist. Bei Proben mit hohem Gehalt magmatischer und metamorpher Gesteine treten andere Silt-/Ton-/Sandstein Assoziationen auf als bei Proben mit hohem Anteil klastischer Sedimente. Die Formenvielfalt ist dann grösser und runde, vollkommen gerundete Körner die Ausnahme.

Die Gruppe mit hohem Silt- und Sandsteingehalt ist homogener zusammengesetzt. Hier gibt es nur eine geringe Zahl verschiedener Gesteinstypen, deren Form und Rundungsgrad sehr ähnlich ist. Die Körner sind gut - vollkommen abgerundet, die Form ist elliptisch-spärisch, seltener scheibenförmig. Frische Bruchflächen sind nicht erkennbar.

Einen besonderen Typ klastischer Sedimentgesteine findet man in Proben vom Norwegischen Kontinentalhang (16061, -327, 23075). Es ist ein sehr feinkörniger, dünnplattig abspaltender, dunkelgrauer-schwarzer Ton-/Siltstein. Dieses Gestein ist sehr mürbe und zerfällt zum Teil schon bei der Probenpräparation (Schlämmen) in eckige Stücke, so dass bei der Analyse überhöhte Prozentwerte entstehen können. Wo die primären Umrisse noch erhalten sind, kann man die ursprünglich rundlich-ovale Form noch erkennen.

Sandsteine:

In dieser Gruppe herrscht ein geringeres Formenspektrum als bei den Silt- und Tonsteinen. Sandsteine sind immer gut abgerundet und von rundlich-ovaler Gestalt. Prinzipiell gilt hier wie bei Siltsteinen auch, dass die Form der Partikel mit zunehmender Korngrösse immer unregelmässiger wird. Die grobkörnigen Sandsteinen und Konglomeraten zerbricht

das Gestein entlang der Korngrenzen, so dass durch deren Form die Oberflächengestalt des entstehenden Gesteinsbruchstücks geprägt wird.

Kalksteine, Dolomite und Marmore:

Diese innerhalb der Dropstones recht seltene Gruppe tritt ausnahmslos in Form gut gerundeter, sphärisch-länglich ovaler Körner auf. Die Oberflächen sind völlig glatt und wirken wie poliert. Selbst Kalksteine mit hohem Mikrofossil- oder Schillgehalt besitzen keine aufgerauhten Oberflächen.

Schiefer und Phyllite:

Innerhalb dieser Gruppe sind 3 vollkommen unterschiedliche Typen vertreten: Das Spektrum reicht von relativ schwach metamorphen, dunkelgrau-schwarzen, z. T. auch dunkelgrünen Phylliten mit durchgängigen Glimmerlagen über feinkristalline Glimmerschiefer bis zu relativ hochmetamorphen, grobkristallinen Quarz-/Kalkglimmerschiefern bzw. Plag-Qz-Biot-Gneisen. Dunkelgraue Phyllite liegen als flache, scheibenförmige Fragmente vor, die eine ebene oder leicht wellige Oberfläche haben. Feinkristalline (Chlorit-, Serizit-) Glimmerschiefer sind rundliche, in der Regel leicht schieferungsparallel abgeplattete Körner mit guter-vollkommener Zurundung.

Grobkristalline Plag-Qz-Biot-Gneise können sowohl als unregelmässig-scharfkantiger als auch in Gestalt ovaler, gut gerundeter Körner mit polierter Oberfläche erscheinen.

Granite, Diorite, Gabbros:

An der Kornform sind dunkle und helle plutonische Gesteine nicht zu unterscheiden. Die Form und der Grad der Zurundung hängen von der Körnigkeit des Gesteins ab. Grobkörnige Granite und Gabbros weisen oft scharfkantige Ecken und klar erkennbare kristallographische Spaltflächen auf, während feinkörnige Granite oder Mikrogranite (Hatch & Wells 1937) dagegen oft gut zugerundet sind und seltener scharfe Kanten aufweisen. Generell gilt für alle magmatischen Gesteine, dass ihre Bruchstücke sehr vielgestaltig sind und alle Übergänge zwischen scharfkantig-eckigen und relativ gut zugerundeten Körnern vorkommen. Gut gerundete Körner sind allerdings seltener als kantige.

Gneise:

Für Gneise gilt hinsichtlich Form und Rundungsgrad dasselbe wie für Plutonite. Auch in dieser Gruppe sind kantige Individuen häufiger als gut gerundete. Im strengsten Sinn gilt dieses Muster aber nur für leukokrate Gneise mit hohem Anteil heller Minerale (Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat). Dunkle Gneise mit hohem Amphibol- und/oder Biotitgehalt sind häufig gut - sehr gut zugerundet. Dadurch werden die Korngrenzen der Minerale oft verschmiert, so dass das Gestein häufig undulös schwarz - dunkelgrau bzw. - graugrün erscheint. Diese gut gerundeten dunklen Gneise können oft erst im Dünnschliff identifiziert werden. Sie werden deshalb in der Analyse einfach als 'dunkle Gneise' bezeichnet.

Quarzite:

Quarzitkörner haben in der Regel eine rundliche - vieleckige Gestalt und weisen immer rauhe Oberflächen auf. Ihre Rauigkeit wird anscheinend entscheidend von der Genese des quarzitisches Gesteins vorbestimmt. Sie entsteht durch Spaltflächen, die entweder schalig - muschelig oder hypidiomorph - eigengestaltig ausfallen können (Mosaikquarz). Unter Druckbeanspruchung, die bei dynamischer Metamorphose auftritt, werden Quarzkörner in einen dichten, vollkristallinen Verbund zunehmend kleinerer, undulös auslöschender Körner zerdrückt, wodurch unregelmässige Bruchformen entstehen. Bei sehr hohen Temperaturen und Migmatisierung des Gesteins beginnt eine erneute Granoblastese und Quarz kann idiomorphe Kristalle bilden.

7. Qualitative Dropstone Beschreibung

In den oberen 45 cm, die bis 29 ka zurückreichen, sind Kristallingesteine (Plutonite und Metamorphite, Quarz- und Feldspatkörner) vorherrschend. In der 0.5 - 2 mm Fraktion stellen Quarz- und Feldspatkörner ca. 50% des Probenmaterials dar. Das bedeutet, dass ungefähr die Hälfte der Dropstones aus Zerfallsprodukten relativ grobkörniger, feldspatreicher Gesteine (Granite, Pegmatite, Arkosen, Quarzite usw.) besteht.

Vor 9 ka lag das Verhältnis zwischen Quarz und Feldspat bei 1:1, aber danach steigt der Quarzanteil stark an und das Quarz/Feldspat Verhältnis verändert sich auf 6:1. Nach 9 ka wurden also bevorzugt Quarz-reiche Gesteine vom Eis transportiert, während sich vor 9 ka ein verstärkter Eintrag Feldspathaltiger Gesteine bemerkbar gemacht hat.

Innerhalb der Gesteinsfragmente sind Kristallingesteine dominierend, gefolgt von Silt- und Tonsteinen, Sandsteinen, Konglomeraten, Kalken, Dolomiten, Kreide, Chert, Vulkaniten und Akzessorien (Kohle, Granat, Glimmer, mafische Minerale etc.). Kristallingesteine können weiter unterteilt werden in helle und dunkle Gneise, plutonische Gesteine, Quarzite, Schiefer, Glimmerschiefer usw.. Häufigste Gruppe innerhalb der kristallinen Gesteine sind helle Metamorphite. Sie sind oft feinkristallin und bestehen aus den Hauptkomponenten Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Biotit und Hornblende. Zu den Nebengemengteilen gehören Apatit, Chlorit, Calzit, Sphen, Fe-oxide usw..

Wegen der oft sehr kleinen Kristalle ist das metamorphe Gefüge auch in kleinsten Fragmenten erkennbar. Es treten ebene und wellige Schieferungsformen auf, wobei sich die Schieferungsflächen häufig durch parallel eingeregelter Biotitkristalle abzeichnen. Bei grobkörnigeren Gneisen (Bänder- und Augengneise) und Migmatiten drückt sich die metamorphe Lamination durch Abfolgen heller und dunkler Lagen aus, wobei die helleren Lagen überwiegend aus Plagioklas/Kalifeldspat und Quarz, die dunkleren aus Biotit, Hornblende und Fe-oxiden bestehen.

Unter den hellen Gneisen überwiegen weisse/farblos-klare Typen. Darauf folgen orangerote und gelbe, seltener auch rosafarbene Typen. Die Farbe wird vom vorherrschenden Feldspat bestimmt. Plagioklas-reiche Gesteine sind hellgrau, bei hohem Anteil von Kalifeldspäten treten die Farben gelb, orange und rot auf. Beimengungen unterschiedlich hoher Anteile mafischer Minerale (Biotit, Amphibole und Fe-oxide) geben den Gesteinen einen höheren Farbindex.

Intermediäre Gneise mit 40 - 60% mafischen Gemengteilen sind in Dropstones (0.5 - 2 mm) von untergeordneter Bedeutung.

Bei dunklen Gneisen treten entsprechend ihrer mineralischen Zusammensetzung graue, schwarze und dunkelgrüne Farben auf. Gneise mit hohem Biotitanteil weisen deutliche Parallelgefüge auf, bei Amphiboliten (schwarz - dkl. blaugrün) können daneben auch regellose Strukturen auftreten. Dunkle Gneise sind prinzipiell ähnlich feinkristallin wie ihre hellen Gegenstücke. Amphibolite sind etwas grobkörniger und können Korngrößen von max. 8 mm erreichen.

Quarzite sind im Probenmaterial ähnlich häufig vertreten wie dunkle Gneise. Über 50 % der Quarzite sind weiss/farblos-klar, dann folgen graue und grüne Typen und mit hochvariablen quantitativen Anteilen rote und rötliche Quarzite bzw. Meta-Arkosen. Während weisse, klare Quarzite zu 95 % aus Quarz bestehen, enthalten graue und grüne Typen Beimengungen anderer Minerale wie Zoisit, Biotit, Chlorit usw..

Rote, orangefarbene und gelbe Meta-Arkosen können bis zu 60 % Feldspat enthalten. Klare, graue und grüne Quarzite sind in allen Proben in ähnlichen quantitativen Verhältnissen anzutreffen, während rötliche Meta-Arkosen sehr unterschiedlich verteilt sind. Oft werden rote Meta-Arkosen von orangefarbenen und gelben Varianten begleitet, aber diese Typen sind relativ selten und fehlen in manchen Proben völlig. Der hohe Gehalt schwach verwitterter Feldspäte und der Metamorphosegrad lassen darauf schliessen, dass diese speziellen Gesteine im Präkambrium aus dem Abtragungsschutt kristallinen Basements entstanden sind. Rezent sind diese Suprakrustalgesteine nur in bestimmten Zonen innerhalb der Kaledoniden aufgeschlossen, wodurch sie eine gewisse Bedeutung als Richtungsindikatoren erhalten.

Schiefer, Phyllite und Glimmerschiefer sind im Probenmaterial relativ selten, ihr prozentualer Anteil liegt deutlich unter 5 %. Lediglich am Mittelnorwegischen Kontinentalhang steigt ihr Anteil auf 10 %, was mit der grossen Ausbissfläche von Metapeliten in der Region Nordland (nördlich von 64°N) zusammenhängt. Innerhalb der Quarzite und Schiefer konnte am Binokular nicht weiter zwischen kieseligen und karbonatischen Varianten unterschieden werden.

Die Dünnschliffanalyse brachte Aufschluss über den Anteil karbonatischer Metamorphite. Es treten Marmore, Dolomitmarmore, kalkige Quarzite und Kalkglimmerschiefer auf. Sie sind meistens weiss- gelblich weiss und zum Teil relativ grobkristallin. Da Dünnschliffpräparate nicht unter quantitativen Gesichtspunkten zusammengestellt wurden, lassen sich dort ermittelte quantitative Verhältnisse nicht auf die Probe übertra-

gen. Deshalb konnte der Anteil kalkiger Meta-Gesteine nur abgeschätzt werden. Er liegt vermutlich unter 2 %.

Intrusivgesteine, Granite, Diorite, Gabbros, Dolerite etc. sind in der analysierten Kornfraktion 0.5 - 2 mm wenig anzutreffen, ihr maximaler Anteil liegt bei 15 %. Innerhalb der Kristallingesteine variiert ihr Anteil aber zwischen 10 und 30 %. Der Grund dafür ist in der zum Teil über dem analysierten Bereich liegenden Kristallgrösse dieser Gesteine zu sehen. Wenn zu Vergleichszwecken gröbere Fraktionen untersucht wurden, kann der Gehalt dieser Lithologien auf über 30 % steigen. Die Farbverteilung der plutonischen Gesteine ist der der Gneise sehr ähnlich. Am häufigsten sind Granite, Diorite und Alkaligranite mit veränderlichen Anteilen zwischen weissen Plagioklasen und roten, orangefarbenen und gelben Kalifeldspäten. Der Quarz sitzt meistens in kleinen Zwickeln zwischen relativ grossen (bis 5 cm) Feldspatindividuen. Innerhalb der hellen Plutonite sind plagioklasreiche Typen am stärksten vertreten, Diorite, Quarzdiorite, Tonalite und Anorthosite. Darauf folgen alkalische Gesteine mit hohem Anteil orangeroter Kalifeldspäte, Granite, Alkaligranite und -syenite. Die durchschnittliche Korngrösse granitischer Gesteine liegt zwischen 1 und 2 mm. Im Probenmaterial finden sich daher häufig nur noch isolierte Feldspat/Quarz Aggregate, deren Zuordnung zu einem bestimmten Gesteinstyp oft erst nach einem Vergleich mit grösseren Steinen derselben Probe möglich ist.

Mafische Plutonite, Gabbros, Norite etc. sind in der analysierten Fraktion seltener, obwohl in der grobkörnigeren Fraktion bis zu 10 % dieser Gesteine auftreten können. Ähnlich der Granite und Diorite sind auch mafische Intrusivgesteine grösstenteils mittel- bis grobkristallin. Aus diesem Grund entziehen sie sich der exakten Identifikation im Korngrössenbereich von 0.5 - 2 mm. Die mafischen Plutonite bestehen aus den Hauptmineralkomponenten Augit, Ägirin, Diopsid, Amphibol, Plagioklas und Magnetit.

Der quantitative Anteil mafischer Plutonite schwankt ausserordentlich stark und stellt ein interpretierbares Signal für die zeitliche Veränderlichkeit der Herkunftsgebiete des Eisdriftmaterials dar. Im Gegensatz zu hellen Plutoniten und Gneisen, die auf fast allen Landgebieten im Umfeld der Norwegisch Grönländischen See in grosser flächenmässiger Verbreitung anstehen, befinden sich mafische Intrusionen von nennenswerten Ausmassen nur an relativ wenigen, begrenzten Gebieten. So befinden sich grössere Akkumulationen mafischer Gesteine in Norwegen nur in der Region Troms nördlich der Lofoten. Dort befinden sich grosse, zyklisch gegliederte Gabbro und Granodiorit Intrusionen (Ofte Dahl 1980).

Vulkanische Gesteine sind relativ seltene Dropstone Komponenten und am Gesamtbestand mit 2 % vertreten. Sie sind aber im Hinblick auf mögliche Liefergebiete interessant, da sie hauptsächlich im Süden und Südwesten des Untersuchungsgebietes anstehen. Dort sind es vorwiegend tertiäre Basalte vom Island-Faeröer Rücken und des nordwestlichen Grossbritannien. Eine zusätzliche Quelle vulkanischer Gesteine ist Jan-Mayen in der zentralen Norwegisch Grönländischen See. 2 verschiedene Stämme vulkanischer Gesteinspartikel können unterschieden werden:

- Im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes sind dunkle Vulkanite vorhanden. Das Spektrum dieser Gesteine umfasst schwarze, dunkelgraue und -grüne Basalte. Die Fragmente sind relativ frisch, weisen ein ophitisch-doleritisches Gefüge auf und enthalten Reste vulkanischen

Glasses in Intergranularräumen. Dunkle Vulkanite sind grundsätzlich immer mit flaschengrünen Olivin und zum Teil blasenreichen Obsidian vergesellschaftet. Das vulkanische Glas ist schwarz - dunkelbraun, seltener dunkelgrün. Weisser, schaumiger, sehr weicher Bims tritt ebenfalls gelegentlich auf.

- Die 2. Gruppe umfasst rote, rötlich-braune und hellgraue, z. T. stark gealterte Typen. Sie sind porphyrisch und bestehen aus einer mikrokristallinen Grundmasse (Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Eisenoxide), in der grosse Kalifeldspat/Plagioklas Einzelkristalle 'schwimmen'. Die Einsprenglinge haben rechteckige, rhombisch - ovale Formen und können bis zu 5 mm gross werden. Helle Vulkanite von vorwiegend alkalischem Chemismus finden sich am häufigsten in Dropstones der östlichen Norwegischen See. Ihr chemischer Bestand und die ausgeprägten Alterungsspuren legen den Schluss nahe, dass es sich bei diesen Gesteinen um alte Vulkanite handelt.

In Nordwesteuropa gab es im Paläozoikum mehrere Phasen ausgedehnten extrusiven Magmatismus im Devon und im Perm (Oslo-Graben). Auch in den kaledonischen Decken sind mächtige vulkanische Abfolgen enthalten, speziell in der Region Trøndelag.

Klastische Sedimentgesteine sind am Dropstone Bestand generell mit 20 - 30 % beteiligt, obwohl ihr Anteil in besonderen Horizonten sogar auf über 80 % ansteigen kann. In Proben mit geringen Gehalten klastischer Sedimentgesteine (15 %) sind sehr verschiedene Arten vorhanden. Das Spektrum umfasst Tonsteine, Siltsteine, Sandsteine, Grauwacken, Konglomerate und Toneisensteine. Bei den Sandsteinen handelt es sich meistens um gut sortierte Feinsandsteine mit einer Korngrösse 0.2 mm. Arkosen und Konglomerate, die in Dropstones sehr rar sind, enthalten grössere Körner bis zu mehreren mm Durchmesser. In diesen Gesteinen ist der Sortierungsgrad der detritischen Komponenten (Quarz und Feldspat) erheblich schlechter als bei den Sandsteinen. Die in den Sandsteinen enthaltenen Körner sind unterschiedlich abgerundet. Manche Sandsteine enthalten ausschliesslich eckigescharfkantige, andere nur gut gerundete Quarzkörner. Die Matrix besteht entweder aus einem submikroskopischen Tonmineralgemisch oder aus karbonatischem Material.

Die Kornkomponenten der Sandsteine umfassen als Hauptbestandteile Quarz, Quarzit, Chert, Mikroklin, Perthit, Plagioklas, Kalzit, Dolomit und Muskovit. Akzessorisch sind Glaukonit, Zirkon, Epidot, Magnetit und Pflanzenreste eingelagert. Generell beträgt der Feldspatgehalt weniger als 5 %, aber grobkörnige Arkosen und Konglomerate können über 60 % Feldspäte, meistens Kalifeldspäte, enthalten.

Siltsteine sind den Sandsteinen im Kornbestand sehr ähnlich und grau - graubraun gefärbt. Sie sind häufig feingeschichtet, wobei die Schichtung durch unterschiedliche Korngrössen hervorgerufen wird. Helle Schichten sind durch höhere Gehalte detritischer Quarzkörner und geringeren Matrixanteil gekennzeichnet, dunkle Lagen sind Matrixgestützt und enthalten nur wenige im Siltbereich liegende Körner. Die Matrix ist dunkelgrau -

dunkelbraunrot und besteht aus Tonmineralen, framboidalem Pyrit und teils diffuser, teils partikulärer organischer Substanz.

Dunkelgraue - schwarze Tonsteine bestehen zum überwiegenden Teil aus einer submikroskopischen Matrix, in der -falls vorhanden- detritische, meistens eckige Quarzkörner regellos verteilt sind. Der Anteil granularer Komponenten liegt unter 1 %. Tonsteine können als homogen-ungeschichtete oder blättrige Körner vorliegen. Bei letzteren wird die Schichtung durch parallel eingelagerte (Hell-) Glimmerplättchen oder detritisches pflanzliches Material verursacht.

Wenn die Dropstones überwiegend aus klastischen Sedimenten bestehen, findet man eine homogenere Vergesellschaftung von geringer Diversität. Hauptbestandteil dieser Proben sind hellgraue- hellgraubraune, feingeschichtete Siltsteine. Unter den Sandsteinen dominiert ein weissgrauer Feinsandstein, der aus Quarz, Chert und Quarzit besteht und nur geringe Anteile anderer Komponenten enthält.

Rote Sand- und Siltsteine sind in wechselhafter Häufigkeit im Probenmaterial vorhanden, wobei Siltsteine überwiegen. Die Sandsteine erhalten ihre rote Farbe durch feinverteilten Eisenoxidstaub, der in Intergranularräumen angereichert ist. Die Kornkomponenten bestehen dagegen aus fast reinem Quarz. Die Bestandteile der feinkörnigeren Ton- und Siltsteine sind mit Ausnahme grosser Glimmerplättchen fast unbestimmbar. In der Auflichtmikroskopie zeigt sich ein feinkörniges Gemisch aus staubartigem roten Eisenoxid und Tonmineralen.

Kalksteine sind mit weniger als 1 % in Dropstones vertreten und können somit als Nebengemengenteil der Dropstone Proben angesehen werden. Die meisten Kalke sind hellgrau - hellgraubraun, seltener schwarz, mikritisch und fossilifer. Gelegentlich treten auch fossilführende Typen mit Echinodermenresten, Korallen, Bryozoen, Brachiopoden und Molluskenschalen auf. Auch bituminöse, schwarze Kalke, die bei Kontakt mit verdünnter Salzsäure intensiven H_2S Geruch entwickeln, sind vorhanden.

Kreidepartikel sind in fast allen Proben vorhanden (Abb. 7). Ihr Erscheinungsbild ist sehr einheitlich. Sie bestehen aus einer reinweissen, pulverartigen Matrix, in der sich Reste planktischer Foraminiferen (Globotruncanen, Spiegler, pers. comm.) und Calzispähren befinden. Andere Varietäten bestehen überwiegend aus Bryozoen oder enthalten in der mikritischen Matrix Echinodermenreste.

Biogene Fragmente sind in jeder Dropstone Probe enthalten und deuten auf sekundäre Umlagerung von vermutlich küstennahen Lockersedimenten durch Treibeis oder erneute Inlandseisvorstösse hin. Es sind fast ausschliesslich Molluskenschalen. Daneben treten aber auch Bryozoenreste auf, die aber auch aus Oberkretazischen Bryozoenkalken stammen können.

Akzessorien: Als seltene Dropstone Nebenbestandteile konnten Granat, Amphibol, Augit, Biotit, Olivin, Kohle und Magnetit identifiziert werden. Granat liegt immer in Form runder oder scherbenartiger Körner vor, die in verschiedenen Rottönen transparent erscheinen und Einschlüsse opaker Minerale enthalten. Das Farbspektrum umfasst

blassrot, blassrot/blauviolett, orangerot, braunrot und tiefrot. Amphibole und Augit, oft schwer zu unterscheiden, liegen als eckige, schwarze, undurchsichtige Körner von bis zu 1 mm Grösse vor. Unter den Biotit Plättchen finden sich dunkelgrüne und -braune Varietäten. Olivinkörner sind, wenn sie zusammen mit dunkelgrauem oder schwarzem Basalt auftreten, dunkel flaschengrün und gelegentlich auch hellgrün - klar oder gelblich. Die Fragmente haben muscheligen Bruch und sind immer kantengerundet.

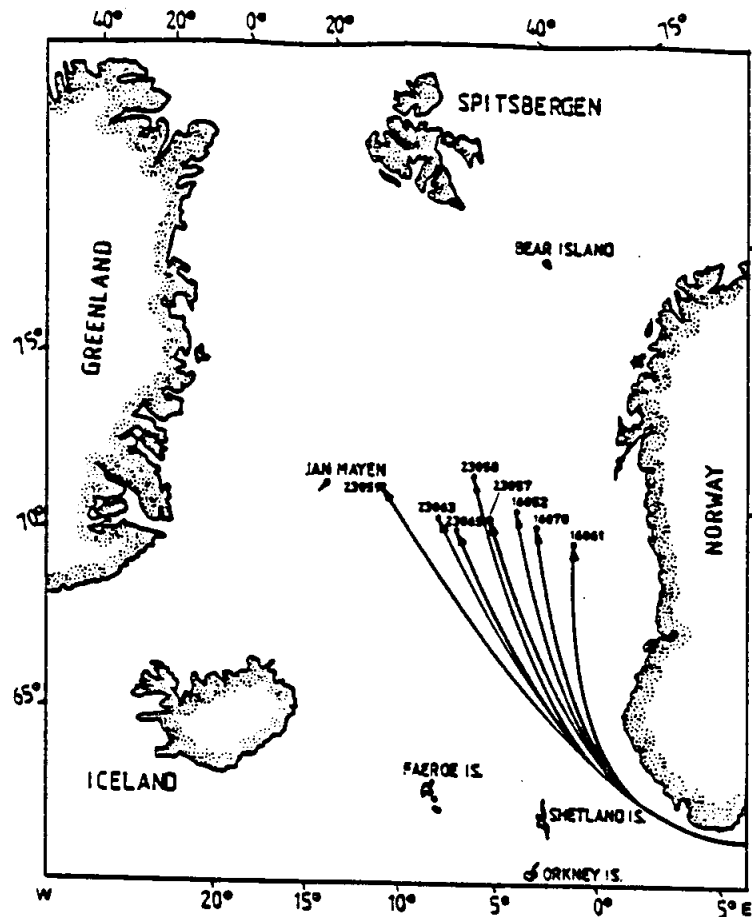


Abb. 7: Kreideverbreitung in Dropstones aus dem Europäischen Nordmeer von 30 - 9 ka.

Kohlenfragmenten kommt eine besondere Bedeutung bei der Interpretation eiszeitlicher Driftrichtungen zu. In Sedimenten der letzten Deglaziation ist Kohle sehr selten, tritt aber verstärkt am Norwegischen Kontinentalhang auf. Oberflächensedimente unter dem rezenten Ostgrönlandstrom weisen demgegenüber stark erhöhte Kohlenanteile auf. Im Isotopenstadium 6 kann Kohle sogar zu einer Hauptkomponente werden (Bischof et al. 1990). Die Kohlenfragmente ähneln sich sehr stark. Sie sind schwarzglänzend, selten auch matt und kantengerundet. Am frischen Bruch sind gelegentlich Zellstrukturen zu erkennen.

Magnetit ist eine der seltensten Dropstone Komponenten. Man findet ihn zwar häufig als Bestandteil von Gabbros, Noriten, Doleriten usw., aber fast nie als isoliert auftretendes Einzelmineral.

Cherts und Kieselgesteine sind gewöhnliche Dropstone Begleitkomponenten und in allen Proben mit 0.5 % vertreten. Innerhalb der Kieselgesteine müssen 2 verschiedene Gruppen unterschieden werden, die eine völlig verschiedene Herkunft haben. Zusammen mit Kreide tritt immer ein hellgrauer - hellgraubrauner, durchsichtiger Typ auf, dessen Bruchstücke scharfkantig sind und muscheligen Bruch zeigen. Diese Cherts sind homogen und enthalten meistens keine Organismenreste. In Proben mit geringerem Kreidgehalt findet man andere, vielfältige Arten von Kieselgesteinen. Die Farben reichen von schwarz - dunkelgrau über weisslich/farblos-klar bis honiggelb. Oft enthalten diese Cherts Fossilreste, die von Algen oder Echinodermen stammen können.

Ein besonderer Typ heller Cherts enthält starke Anhäufungen von länglichen, dünnen, weissen Schwammnadeln (Spikulit). Spikulite sind eindeutige Leitgesteine, da es sie nur auf Spitsbergen in den Gesteinen der permischen Kapp Starostin Formation gibt (Siedlecka 1970). In Svalbard schliesst sich ein Gürtel permo-karboner Sedimente nördlich an das Verbreitungsgebiet mesozoischer Gesteine an. Dieser Streifen zieht ungefähr in West - Ost Richtung von Isfjorden in West Spitsbergen über Nordaustlandet in die nördliche Barents See, wo er submarin zwischen Kvitöya und Kong Karls Land verläuft.

Spikulite sind sehr auffällig, leicht zu erkennen und unverwechselbar. Sie sind in Dropstones der Norwegischen See zwar sehr selten, konnten aber dennoch in Sedimenten vom nordwestlichen Vöring-Plateau (23055, -56), der zentralen (23065, -68) und westlichen Norwegischen See (23059) identifiziert werden (Abb. 8).

8. Regionale Verteilungsmuster

8.1. Norwegische See vs. Grönlandsee

Zwischen der Dropstone-Beschaffenheit in der Grönlandsee und der Norwegischen See bestehen entscheidende Unterschiede. In der westlichen Grönlandsee scheint die qualitative Dropstone Beschaffenheit sehr stark von den Gesteinen Nordostgrönlands geprägt zu sein, während in östlicher Richtung ein zunehmender Einfluss Arktischer Gesteine registriert wird. Deren Zusammensetzung wurde anhand von Kernen aus der zentralen (Ark V/3a, 140-3/4) und westlichen Fram Strasse (Ark VI/2, 15-062-2/o60-3) ermittelt, die eine sehr homogene, zeitlich nur wenig veränderliche Zusammensetzung aufweisen. Die Dropstones wurden semi-quantitativ an 40 Proben untersucht, die deutlich den gleichbleibenden Charakter ihrer Zusammensetzung widerspiegeln. Daraus wurden 3 repräsentative Proben ausgewählt und einer Standardanalyse unterzogen.

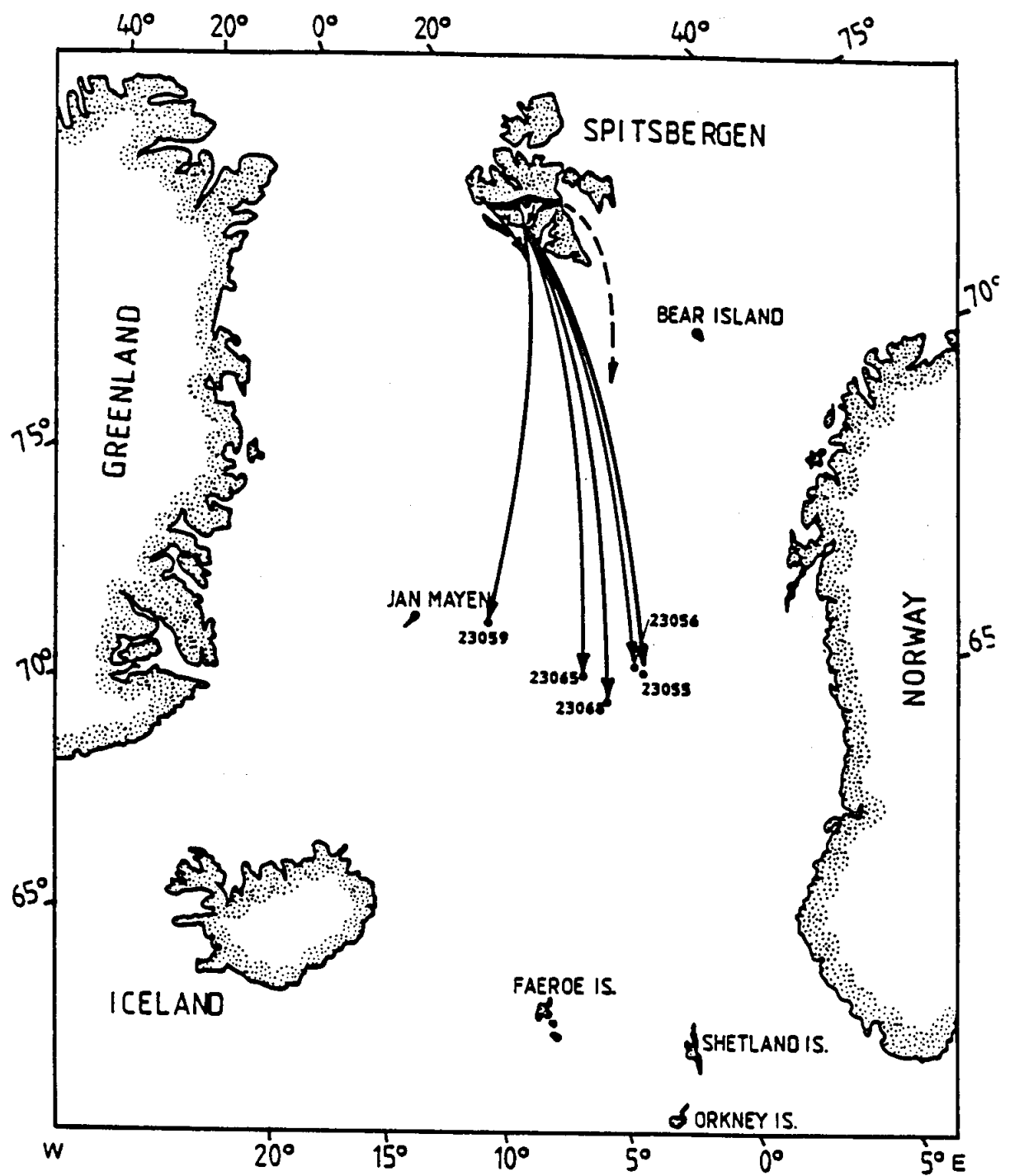


Abb. 8: Fundorte von Spikullit Fragmenten in der Norwegischen See von 30 - 9 ka.

Charakteristische Besonderheiten von Dropstones aus der östlichen Grönlandsee sind hohe Anteile (50 - 64%) feinkörniger, klastischer Sedimentgesteine mit ungefähr ausgeglichenen Proportionen zwischen schwarzen Tonsteinen (24.1%) und grauen Siltsteinen (22.4%, Abb. 9). Beachtenswert ist der jeweils höhere Anteil schwarzer Tonsteine gegenüber grauen Siltsteinen. Darüber hinaus besteht die Teilfraktion monokristalliner Mineralkörner zum überwiegenden Teil aus Quarz (74%), während die Feldspäte fast ausschliesslich aus weissen, klaren Plagioklasen (23%) bestehen und der Anteil rötlicher Feldspäte weniger als 3% ausmacht.

Quarzite unterscheiden sich darüber hinaus durch ein völlig anderes Farbspektrum von entsprechenden Gesteinen aus der Norwegischen See, wo Quarzite aus ca. 50% weissen Typen bestehen, gefolgt von grauen, grünen und roten Varianten mit jeweils 10 - 20%. In der nördlichen Grönlandsee dominieren dagegen feinkörnige, relativ homogene grüne und graue Quarzite mit jeweils 30 - 40%. Weisse Quarzite sind dagegen seltener und rötliche Typen unbedeutend.

Während der Quarzitanteil an Kristallingesteinen in der Norwegischen See höchstens 20% beträgt, steigt er in der nördlichen Grönlandsee auf 45% (Ark VI/2, 15/060-3) und mehr an (siehe Abb. 26 a).

Aus der südlichen Grönlandsee stammen 2 Kerne (16072/73), deren obere 30 - 35 cm aus holozänen Sedimenten (9.5 ka) mit geringem Dropstone Gehalt bestehen. Dieses Eisdriftmaterial muss mit der holozänen Eisdrift transportiert worden sein und stellt kein Relikt spätpleistozäner Eisbewegungen dar. Die grosse Gleichförmigkeit dieser Dropstones und der hohe Anteil vulkanischer Komponenten von Jan-Mayen (Abb. 10) belegen, dass der Jan-Mayen Wirbel (Vinje 1980, Coachman & Aagard 1974), eine gegen den Uhrzeigersinn drehende Meeresströmung in der südlichen Grönlandsee, während des gesamten Holozäns durchgehend existierte. Dieser zyklonische Wirbel fügt in der südlichen Grönlandsee arktisches Meereis (und Eisberge) und küstennahes Eis von Jan-Mayen zusammen, wodurch es zu sehr hohen Gehalten vulkanischer Komponenten in Dropstones kommt. Deshalb müssen die vulkanischen Komponenten vom Dropstone Bestand abgezogen werden, um ein unverfälschtes Signal der Zusammensetzung arktischer Dropstones zu erhalten. Bis in 20 cm Teufe bleiben grüne und graue Quarzite dominant, darunter verändert sich der Dropstone Bestand und geht in ein Muster (Abb. 10) über, das sich durch höhere Anteile schwarzer Ton-, grauer Silt- und hellgrau,-brauner Kalksteine von Dropstones aus der Norwegischen See unterscheidet. Darüber hinaus fehlen Kreidepartikel, die in der Norwegischen See gewöhnliche Dropstone Begleitkomponenten sind.

Weitere Besonderheiten von Dropstones aus der nördlichen Grönlandsee sind relativ hohe Kalksteingehalte (6 - 8%). In der Norwegischen See werden dagegen maximal 2% Kalksteine gefunden. Weitere Anzeichen für die arktische Abstammung der grünen und grauen Quarzite zeigen Dropstones aus dem östlichen Arktischen Ozean, in denen grüne und graue Quarzite (Kubisch, pers. comm.) dominieren. Andererseits kann eine Herkunft von Nordostgrönland ausgeschlossen werden. Ein dort auf dem Schelf gezogener Kern (Ark V/3a,138-1) weist eine vollkommen andere Zusammensetzung auf, die von hohen Anteilen diverser Gneise (48%), Quarziten (15%), Graniten (8.4%), Gabbros/Noriten

Ark V/3a
140 - 3 28-29 cm (0.5-1 mm)

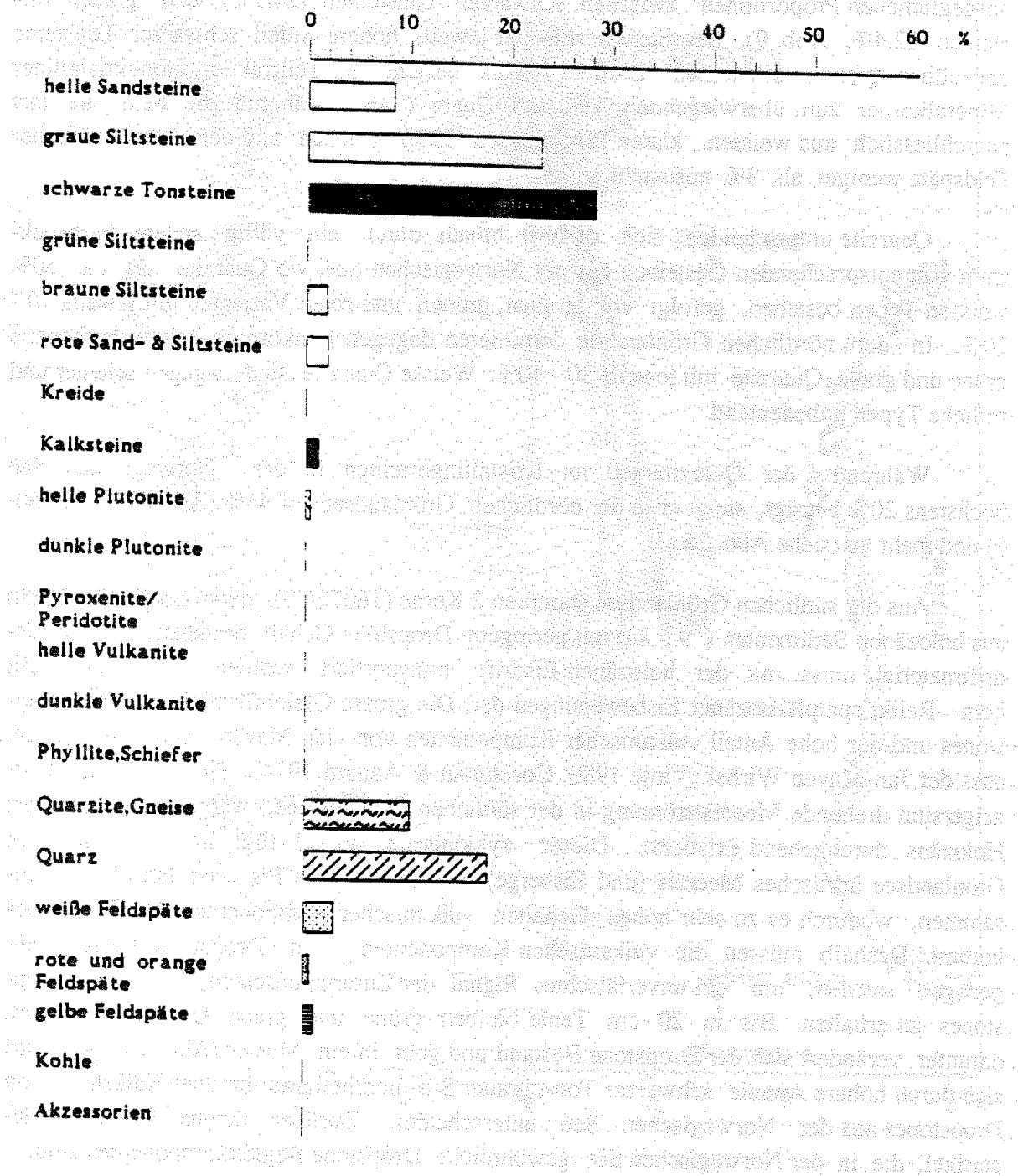


Abb. 9: Zusammensetzung von Dropstones, die höchstwahrscheinlich aus der Umgebung des Arktischen Ozeans stammen. Kern 140-3 stammt aus der zentralen Fram Straße. Ein besonders auffälliges und nahezu exklusiv auf die Grönlandsee beschränktes Merkmal der Dropstone Zusammensetzung ist die Vorherrschaft schwarzer Tonsteine über graue Siltsteine.

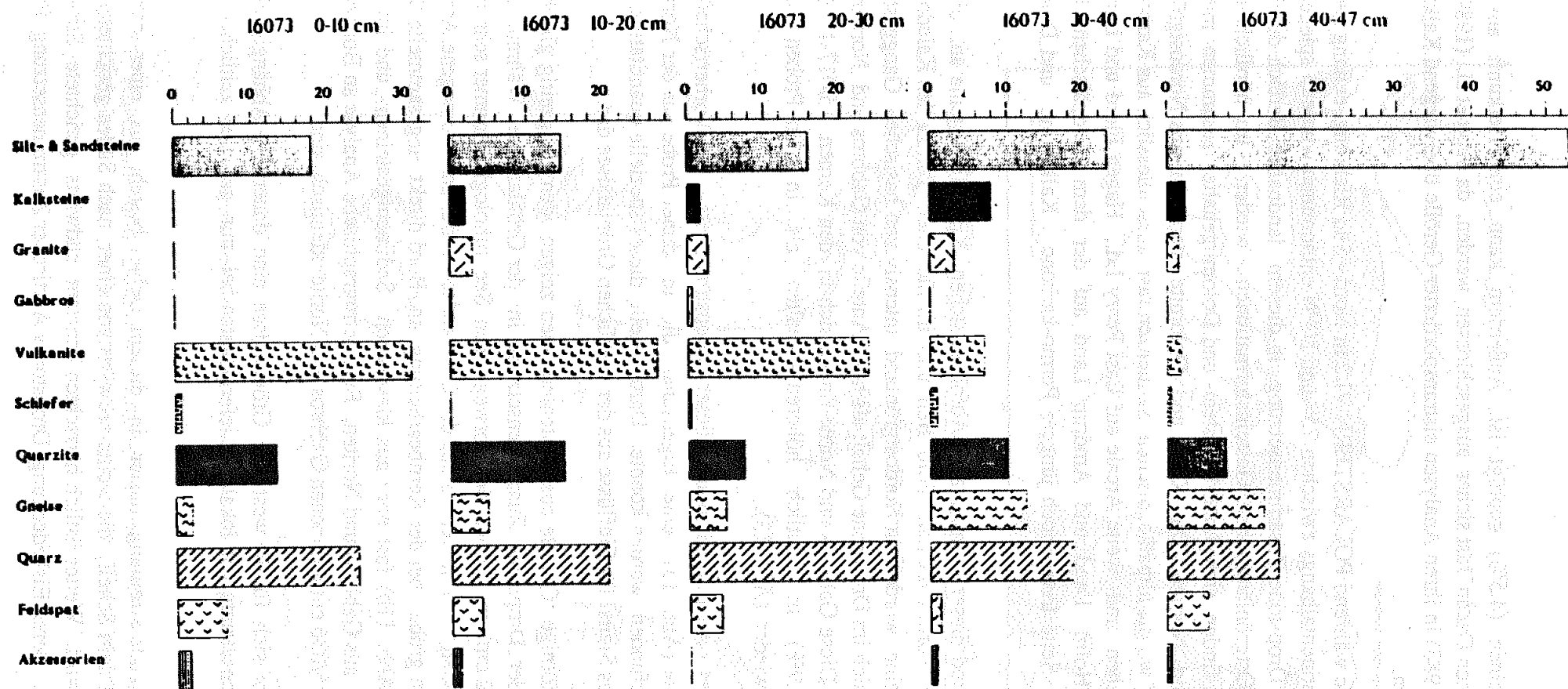


Abb. 10: Diagramm der Dropstone Zusammensetzung in der südlichen Grönlandsee (16073). Das Holozän reicht bis 30 cm Teufe. In dieser Zeit sind vulkanische Gesteine dominierend und Quarzite häufiger als alle übrigen Metamorphite. Unterhalb 30 cm nimmt der Anteil der Vulkanite und Quarzite ab und Silt- und Sandsteine werden zur häufigsten Dropstone Komponente.

und Kalksteinen (4.5%) geprägt ist. Außerdem kann eine Herkunft aus dem westlichem Arktischen Ozean fast sicher ausgeschlossen werden, da Scott et al. (1989) und Clark & Hanson (1983) in ihren Analysen eistransportierter Gerölle überwiegend Kalksteine und Dolomite fanden.

4 Kerne, die während POLARSTERN VI/2 in Nord - Süd Richtung entlang des Ostgrönländischen Kontinentalhangs zwischen 75° und 80°N entnommen wurden, spiegeln die starke Prägung der Dropstone Zusammensetzung in diesem landnahen Bereich durch den Hintergrund der Ostgrönländischen Gesteinsformationen wieder. Im nördlichen Teil (15/050, Abb. 13b) finden sich hohe Kalkstein- und Dolomitgehalte, zusammen mit viel Gneis, Gabbros und Noriten. Die Kalke und Dolomite stammen aus Nordostgrönland nördlich von 80°N, wo die altpaläozoischen Sequenzen fast ausschliesslich aus Karbonaten (Dawes 1976) bestehen und weite Areale auf East Peary Ld., Hagen Fjord und Danmark Fjord bedecken. In Holm Land und Amdrup Land auf der dem Europäischen Nordmeer zugewandten Seite treten noch jüngere Permo-karbone Kalksteine und Dolomite hinzu (Abb. 11).

Im Hintergrund dieser sedimentären Abfolgen stehen Kristallingesteine an, die im nördlichen Teil zum North Greenland Fold Belt und im südlichen Teil zu den Kaledoniden zählen. Diese Gesteine wurden in Nordostgrönland intensiv von basischen Ganggesteinen durchschlagen, die sich im Dropstone Gehalt als hohe Anteile von Gabbros und Noriten sehr deutlich abbilden. Diese Gabbros und Norite finden sich in den Kernen 15/017-1 (6.1%) und 15/050-2 (4.9%) in deutlich höheren Gehalten als in allen Proben aus der Norwegischen See wieder (Abb. 13).

Bedeutendstes Charakteristikum dieser Dropstones ist die Vorherrschaft von Gabbros über Granite (Abb. 13) - eine Eigenschaft, die in keiner Probe aus der Norwegischen See wiedergefunden werden konnte. Damit stellt dieses spezielle quantitative Verhältnis ein deutliches Signal für Einflüsse aus der westlichen Grönlandsee dar.

Auch grobkörnige Gerölle aus Kastenlotkernen zeigen den langfristig gleichbleibenden Charakter der Dropstone Zusammensetzung in der Grönlandsee. Während grobkörnige Gerölle (2 cm) in Kernen der Norwegischen See lithologisch immer sehr unterschiedlich sind, finden sich in Kernen aus der Grönlandsee auffallend homogene Assoziationen. So bestehen grobe, bei der Kernbearbeitung an Bord direkt abgesammelte Steine in Kern (15/060, Abb. 11b) fast nur aus klastischen Sedimentgesteinen und im Kern (15/036, Abb. 12b) aus Gabbros und Noriten. Eine petrographische Analyse an Bord ergab, dass die aus Kern 15/036 entnommenen Gabbros und Norite identisch sind.

Daraus ergibt sich für die westliche Grönlandsee eine dauerhafte Abhängigkeit der Dropstone Zusammensetzung von lokalen Liefergebieten bei nur geringer zeitlicher Veränderlichkeit.

Das resultierende Strömungsmuster in diesem Gebiet besteht aus einer ostwärts gerichteten Drift auf dem Schelf, die weiter seewärts von einer nach Süden gerichteten Bewegung überlagert wird. Weiter östlich herrschten konstant südwärts gerichtete Strömungen vor (Abb. 15), deren Eisbedeckung Dropstones Arktischer Zusammensetzung führte.

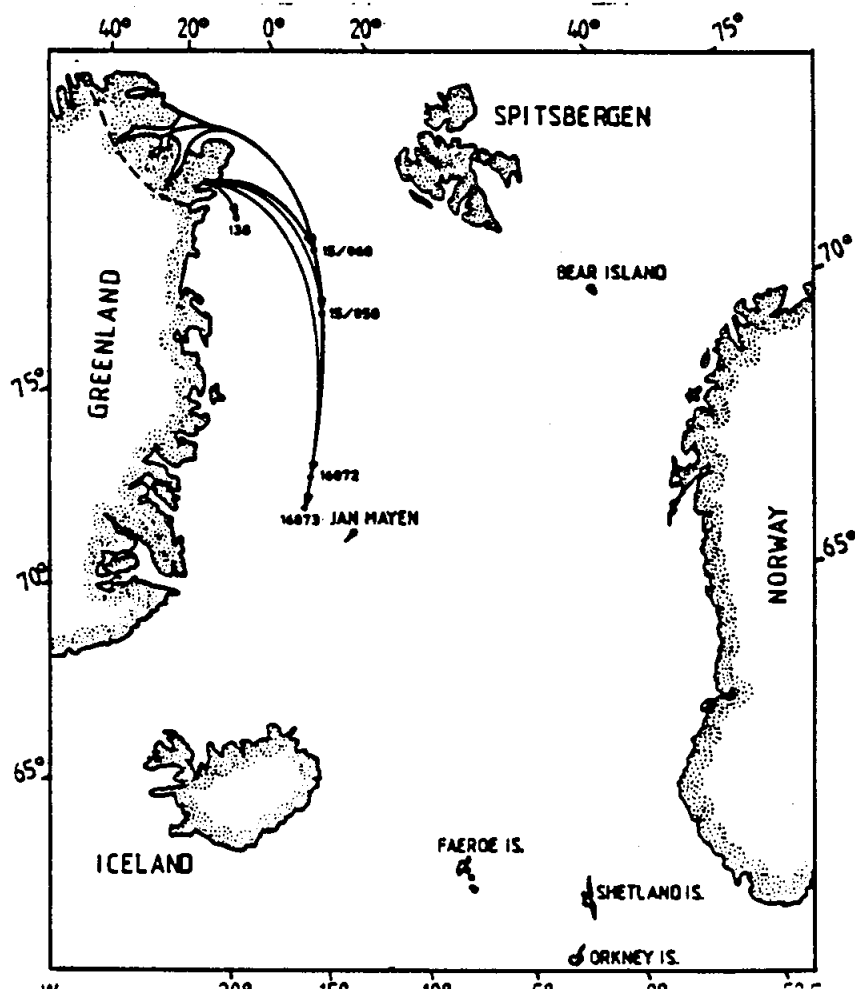
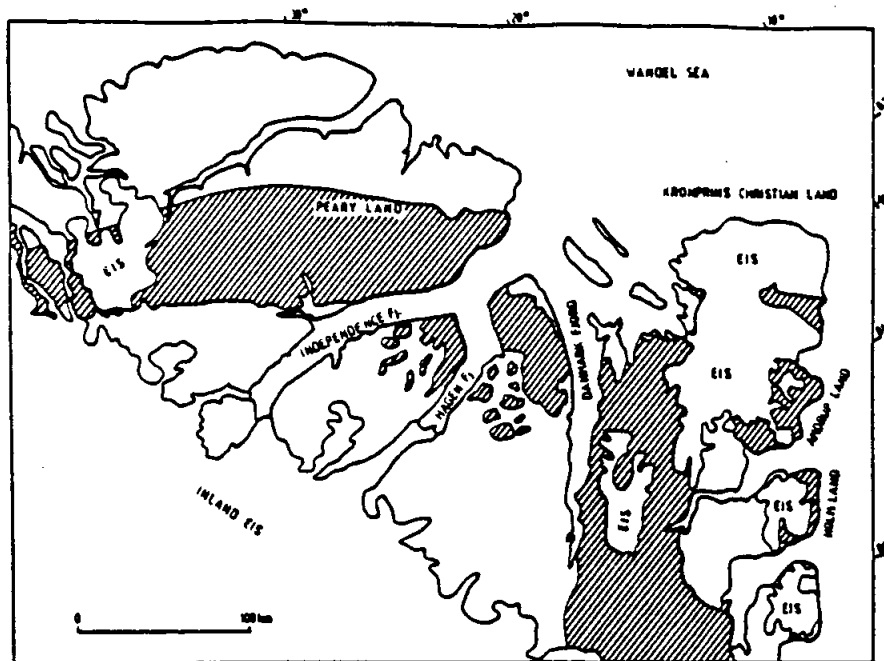


Abb. 11: Kalkstein- und Dolomitvorkommen (schraffiert) im Wandel Sea Basin, Nordost Grönland, und in Dropstone-Proben aus der Grönlandsee (bis 45 cm Teufe).

Das für diese Ursprungsregion typische Muster mit ähnlich hohen Gehalten schwarzer und grauer Silt- und Tonsteine und die Vorherrschaft grüner und grauer Quarzite lässt sich bis in die südliche Grönlandsee (23293) und den Mohns Rücken (23269/270) verfolgen.

Manche Proben aus der westlichen und zentralen Norwegischen See (23059-1, 28 - 38 cm und 23064-2, 40 - 44 cm) zeigen dieses Muster ebenfalls und belegen damit einen zeitweise weit nach Osten in die Norwegische See hineinreichenden Einfluss dieses arktischen Eisstromes (in Abb. 15 gestrichelt dargestellt).

Im Holozän kann dieses Muster nach Osten bis zum GKG 23068-2 verfolgt werden. In älteren Perioden (Isotopenstadien 3, 4, 5a-d und 6) ist von einer bedeutend stärkeren ostwärtigen Verlagerung dieses Strömungssystems bis zum Vöring-Plateau auszugehen. Dafür spricht auch die Beobachtung, dass aus der Arktis stammende Kohlefragmente im Isotopenstadium 6 nur östlich des 0° Meridian gefunden wurden (Bischof et al. 1990).

Dropstones aus der südlichen Grönlandsee und der Islandsee (147-1, 150-2) sind durch hohe Gehalte verschiedenartiger klastischer Sedimentgesteine, Granite, Kalke, Quarzite und Vulkanite gekennzeichnet, die aus Zentral-Ostgrönland zwischen 72° und 76°N stammen (Abb. 14).

Die dominierenden Gesteinsformationen in diesem Sektor sind post-silurische Sedimente, ein küstenparalleler Streifen devonischer und tertiärer Vulkanite, der Nord - Süd streichende Central Metamorphic Complex und die bis zu 18 km mächtigen Quarziterien der Eleonore Bay Formation. Darin eingeschaltet finden sich zahlreiche Granitintrusionen (Escher & Watt 1976).

Der prozentuale Anteil klastischer Sedimentgesteine an der Dropstone Zusammensetzung kann in diesem Teil der Grönlandsee auf 40 - 60% ansteigen. Wohlfeil (1983) gibt in seiner Untersuchung erratischer Gerölle von der Island Faeroer Schwelle ähnliche Werte für den Anteil klastischer Sedimentgesteine, vorwiegend Sand- und Siltsteine, an. Damit kann als gesichert gelten, dass das Eis aus der Grönlandsee nach Süden und Südosten über die Island Faeroer Schwelle in den Nordatlantik driftete (Abb. 15).

Die besondere Zusammensetzung von Dropstones aus der Grönlandsee, die sich deutlich von der der Norwegischen See unterscheidet, offenbart eine dauerhafte Trennung zwischen diesen beiden Meeresregionen. In der westlichen Grönlandsee wird die Dropstone Zusammensetzung durch Gesteine, die an der Küste Ostgrönlands anstehen (Kalksteine/Dolomite, vielfarbige Quarzite, Gabbros, Norite, Silt- und Sandsteine) geprägt, während die östlichen Bereiche mehr Gesteinsmaterial arktischen Ursprungs (grüne und graue Quarzite, schwarze Ton- und graue Siltsteine) erhielten. Für die Grönlandsee ergibt sich damit folgende meridionale 2-Teilung:

1: Westlich des 10°W Meridians enthielt der Eisstrom vorwiegend Material von der Küste Ostgrönlands. Die Driftrichtung war östlich bis südöstlich, so dass sich in südlicher Richtung aufeinanderfolgende Streifen mit jeweils unterschiedlicher Dropstone-Führung ergaben.

2: Östlich dieser Zone, im Grönland Becken, driftete arktisches Eis südwärts, das in seiner Einflussphäre eine relativ homogene, für zirkum-arktische Ursprungsregionen typische Dropstone Vergesellschaftung produzierte.

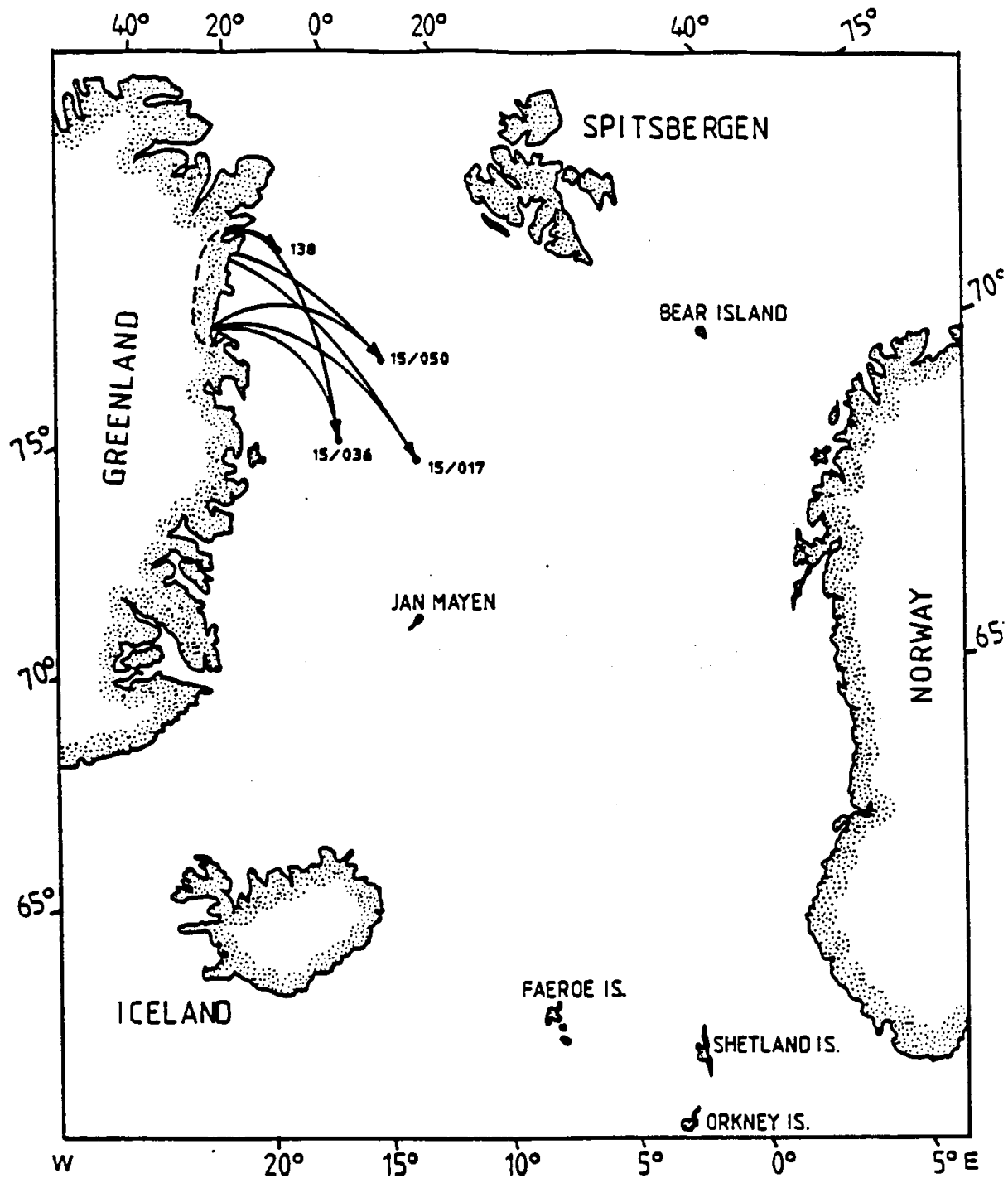


Abb. 12: Verbreitungsgebiet von Dropstones mit stark erhöhtem Anteil mafischer Plutonite (Gabbros, Norite, Diabase) in der Grönlandsee und das in Nordostgrönland gelegene Herkunftsgebiet (gestrichelt eingrahmt).

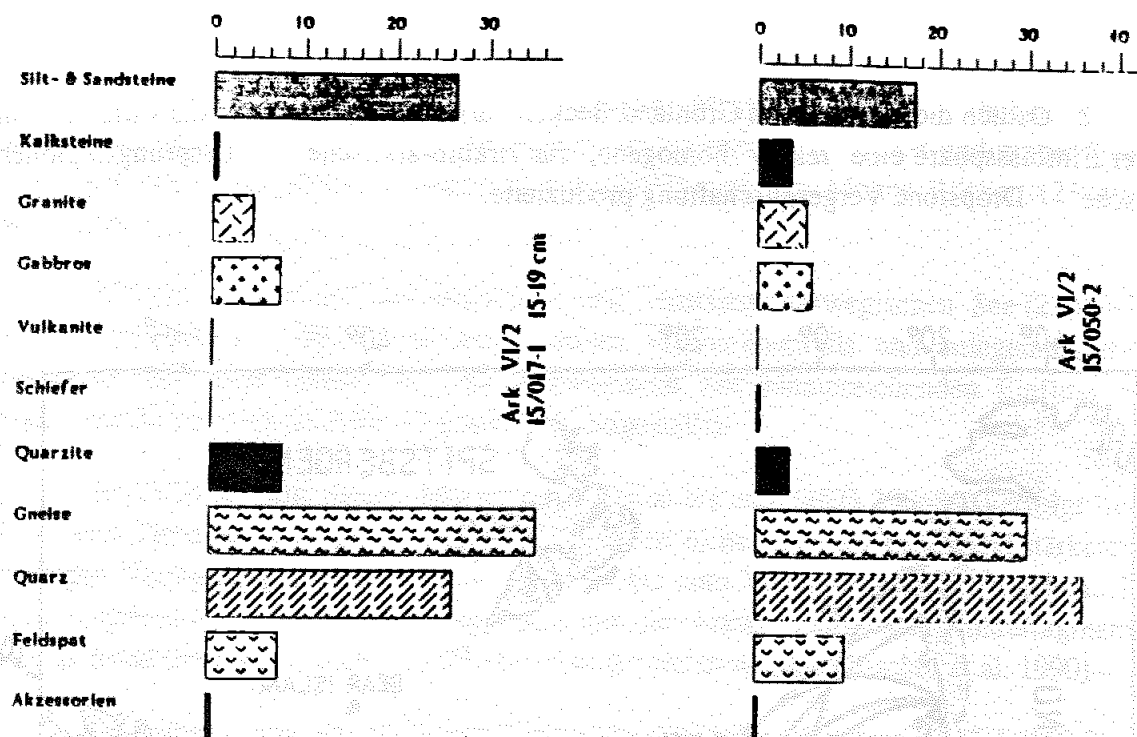


Abb. 13: Dropstone Zusammensetzung in der östlichen Grönlandsee (15/017-1 und 15/050-2). Besondere Kennzeichen dieser Proben gegenüber der Norwegischen See sind:

- mehr Gabbros/Norite als Granite/Granodiorite, und
- ein Quarz/Feldspat Verhältnis von 3:1

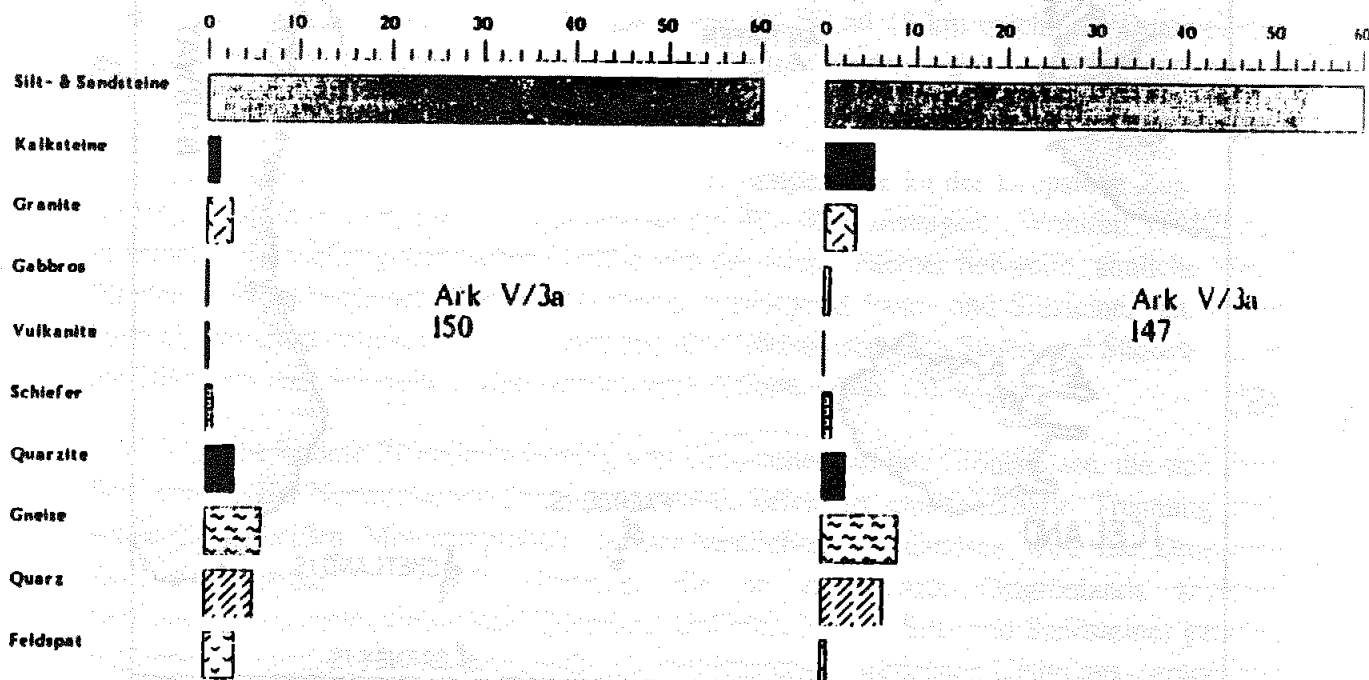


Abb. 14: Typische Durchschnittswerte der Dropstone Zusammensetzung in der südlichen Grönlandsee (147/150). Für diesen Meeresraum ist eine relativ gleichbleibende Dropstone Zusammensetzung charakteristisch, in der Silt- und Sandsteine dominieren.

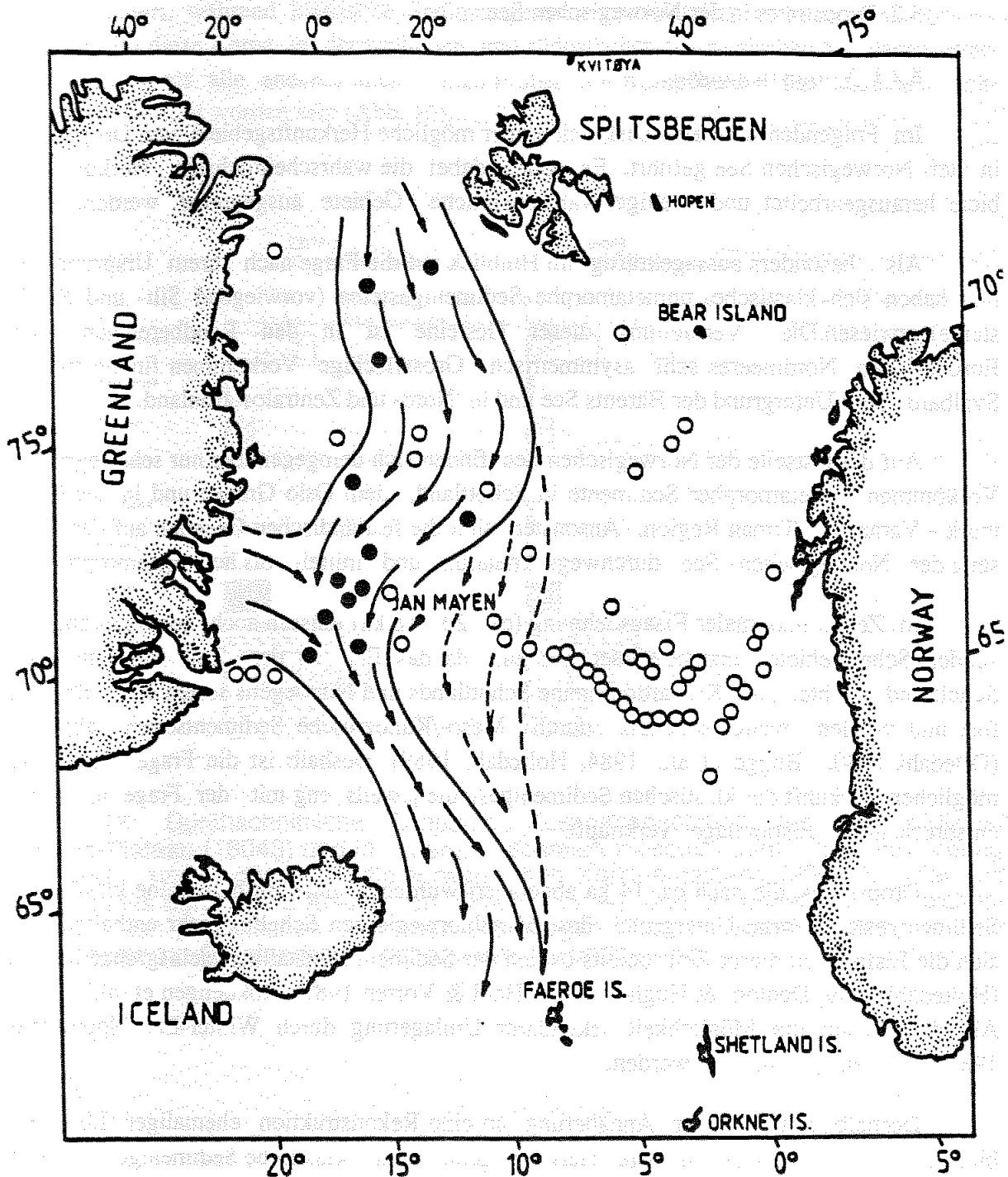


Abb. 15: Rekonstruktion des Driftweges arktischer Dropstones durch die Grönland- und Islandsee (durchgezogene Pfeile). Durchgezogene Linien stellen die äußere Verbreitungsgrenze dieser Dropstones dar. Zwischen 30 und 9 ka hat sich diese Grenze zeitweise nach Osten verschoben (gestrichelter Bereich mit gestrichelten Pfeilen). In südlicher Richtung ist der weitere Verlauf der Eisdrift unter Benutzung der Daten von Wohlfel (1983) rekonstruiert worden.

8.2. Dropstones in der Norwegischen See

8.2.1. Vorüberlegungen

Im Folgenden wird eine Diskussion über mögliche Herkunftsgebiete von Dropstones in der Norwegischen See geführt. Es sollen dabei die wahrscheinlichsten Herkunftsgebiete herausgearbeitet und weniger wahrscheinliche Gebiete ausgegrenzt werden.

Als besonders aussagekräftig im Hinblick auf die Frage nach ihrem Ursprungsgebiet haben sich klastische, unmetamorphe Sedimentgesteine (vorwiegend Silt- und Sandsteine) erwiesen. Die Verbreitung dieser Gesteine ist in den Randbereichen des Europäischen Nordmeeres sehr asymmetrisch. Grossflächige Vorkommen finden sich in Svalbard, dem Untergrund der Barents See und in Nord- und Zentralostgrönland.

Auf der Ostseite der Norwegischen See finden sich demgegenüber nur sehr begrenzte Vorkommen unmetamorpher Sedimente in Schottland, dem Oslo Graben und in der Finnmark - Varanger - Timan Region. Ansonsten sind die festländischen Gesteine auf der Ostseite der Norwegischen See durchwegs kristallin und mittel- bis hochmetamorph.

In Zeiten maximaler Eisausdehnung (ca. 20 - 18 ka) müssen auch noch die angrenzenden Schelfgebiete hinzugerechnet werden, da das Eis zu der Zeit bis an den Schelfrand reichte. Die Kristallingesteine Schottlands und Norwegens setzen sich submarin fort und werden weiter seewärts durch Meso-/Känozoische Sedimentserien abgelöst (Ofte Dahl 1980, Bugge et al. 1984, Holte Dahl 1989). Deshalb ist die Frage nach einer möglichen Herkunft der klastischen Sedimentgesteine jeweils eng mit der Frage nach der entsprechenden Eisrandlage verknüpft.

Dropstones, die nach ca. 14 ka abgelagert wurden, können deshalb keine klastischen Sedimentgesteine vom Untergrund des Mittelnorwegischen Schelfes mehr enthalten, da sich die Eisfront zu dieser Zeit bereits östlich der Sediment-/Kristallingesteinsgrenze befand (Holte Dahl 1989, Denton & Hughes 1983, Hald & Vorren 1987, Rokoengen et al. 1979). Allerdings kann die Möglichkeit sekundärer Umlagerung durch Winter-Eis (Spjeldnaes 1981) nicht ausgeschlossen werden.

Deshalb gilt in erster Annäherung an eine Rekonstruktion ehemaliger Liefergebiete, dass das wahrscheinlichste Herkunftsgebiet für klastische Sedimentgesteine die Spitsbergen/Barents See Region ist, in der Sedimentgesteine die grösste flächenmässige Ausdehnung haben. Darauf folgen die etwas kleineren Vorkommen in Nord- und Zentral Ostgrönland.

Von der norwegischen Seite ist ein geringerer prozentualer Beitrag zu erwarten, da unmetamorphe klastische Sedimente dort nur geringen Raum einnehmen (Böe et al. 1989, Dalland 1976, Siedlecka 1976).

Um den aus südlichen Richtungen stammenden Beitrag abschätzen zu können, eignen sich Kerne aus dem südlichen Teil des Untersuchungsgebietes (23071, 23074 und 16043, siehe Abb. 30) am besten. Ihr Materialbestand ist durchgehend von Kristallingestei-

nen dominiert, während klastische Sedimentgesteine grundsätzlich nicht mehr als 10% erreichen. Da diese Kerne in der südlichen und südöstlichen Norwegischen See liegen, werden sie mehr als alle anderen untersuchten Proben von Komponenten aus südlichen Richtungen beeinflusst worden sein (Abb. 16).

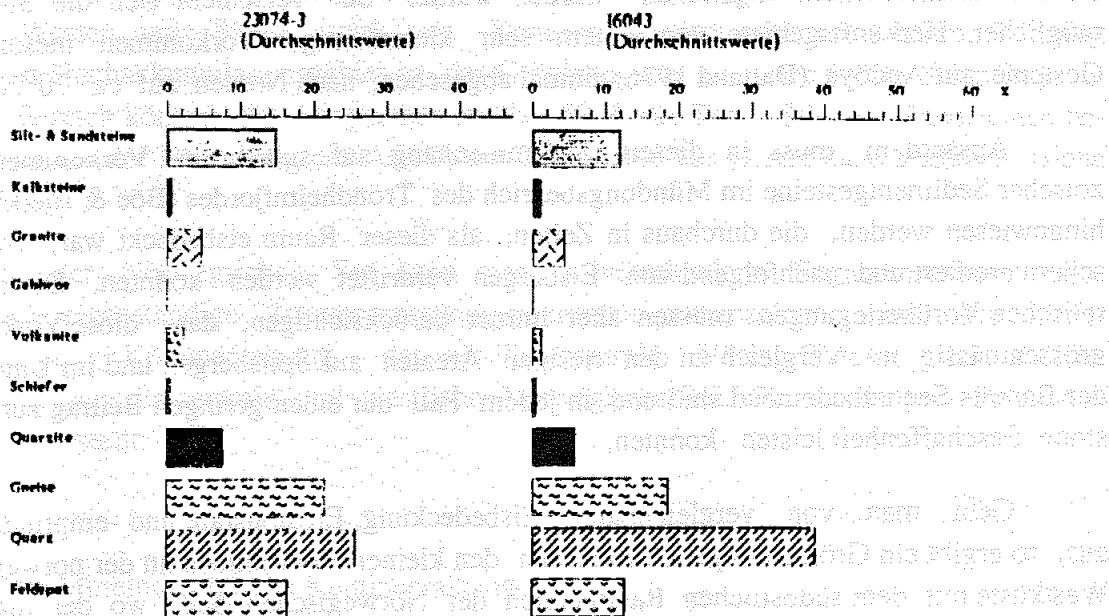


Abb. 16: Durchschnittliche Dropstone Zusammensetzung auf dem südlichen Vöring-Plateau (16043) und im Übergangsbereich zwischen dem inneren Vöring-Plateau und dem mittelnorwegischen Kontinentalhang (23074). Hier sind Dropstones durch hohe Anteile von Quarz, Gneis und Feldspat gekennzeichnet. Unter den plutonischen Gesteinen überwiegen Granite, während Gabbros - im Gegensatz zur Grönlandsee - nahezu verschwunden sind.

Sie ergeben daher ein relativ ungestörtes Signal der Zusammensetzung dort anstehender Gesteine. Aus diesem Grund muss die Tatsache, dass Dropstones dieser Kernlokalisation nicht mehr als 10% klastische Sedimentgesteine enthalten dahingehend interpretiert werden, dass aus dem süd- südöstlichen Einzugsbereich der Norwegischen See (Schottland, nördliche Nordsee, Südsandinavien) nicht mehr als 10% klastische Sedimentgesteine zu erwarten sind.

Alle darüber hinausgehenden Werte bezeugen somit Einflüsse aus anderen Liefergebieten, die ausschliesslich nördlich von 65°N (Trondheim Region) liegen. Die dort anstehenden Kambro-Silurischen Sedimente werden in der Literatur (Holtedahl 1959, Oftedahl 1980) als schwach metamorph beschrieben und könnten daher durchaus als Schiefer und Marmore vorliegen. Sie wären dann in dieser Studie nicht als klastische Sedimente, sondern als Metamorphite eingestuft worden, so dass der Gehalt klastischer Sedimente dadurch nicht angehoben werden würde. So verschiebt sich die Südgrenze möglicher Herkunftsgebiete, von einem sehr kleinräumigen Vorkommen mesozoischer Gesteine auf Andöya (Dalland 1976) einmal abgesehen, nach Norden auf ca. 70°N.

Ausserdem muss in diesem Zusammenhang auf submarine Vorkommen mesozoischer Sedimentgesteine im Mündungsbereich des Trondheimsfjordes (Böe & Bjerkli 1989) hingewiesen werden, die durchaus in Zeiten, als dieser Raum eisbedeckt war, von Gletschern erodiert und nachfolgend von Eisbergen verdriftet werden konnten. Diese theoretischen Vorüberlegungen müssen aber immer berücksichtigen, dass diese Vorkommen grössenmässig im Vergleich zu den riesigen Arealen auf Spitsbergen und im Untergrund der Barents See unbedeutend sind und in jedem Fall nur einen geringen Beitrag zur Dropstone Beschaffenheit leisten konnten.

Geht man von vergleichbarer Eisbedeckung, Erosionsrate und -empfindlichkeit aus, so ergibt ein Grössenvergleich zwischen den kleinen Vorkommen an der norwegischen Westküste mit dem südöstlichen Randbereich der Norwegischen See, wo der maximale Sedimentgesteinsanteil mit ca. 10% veranschlagt werden kann (s. o.), einen Maximalbeitrag von nur wenigen Prozenten. Er soll hier mit 2 - 3% abgeschätzt werden. Damit liegen die wahrscheinlichsten Liefergebiete klastischer Sedimentgesteine für alle Proben mit deutlich mehr als 13% Ton-, Silt- und Sandsteinen auf der westlichen (Jameson Land) wie östlichen (Finnmark - Varanger - Timan Region) Seite des Europäischen Nordmeeres See nördlich von 70°N.

8.3. Regionale Verteilung klastischer Sedimentgesteine nach 15 ka

Die Verteilung klastischer Sedimentgesteine im Europäischen Nordmeer nach 15 ka (Abb. 17) zeigt eine deutliche Häufung in der nördlichen und mittleren Norwegischen See (Abb. 17, eng schraffierter Bereich). Ausgehend von dieser Kernregion, die die bevorzugte Driftrichtung von Eisbergen (mit klastischen Sedimentgesteinen) aus der Barents See Region nach Südwesten abbildet, fallen die Anteile klastischer Sedimentgesteine nach Osten, Westen und Süden stark ab. Daneben existiert noch ein zweites, S-förmig gebogenes Hochakkumulationsgebiet in der Grönland- und Islandsee (weite Schraffur). In diesem Bereich können die Dropstones zu über 50 % aus Ton-, Silt- und Sandsteinen bestehen, die aus der Umgebung des Arktischen Ozeans und aus Ostgrönland stammen (siehe Kap. 8.1.).

In der Norwegischen See kann man 5 verschiedene Regionen unterscheiden, die durch eigenständige Zusammensetzungsmerkmale gekennzeichnet sind: den mittelnorwegischen Kontinentalhang, das nördlich/zentrale Vöring-Plateau, das südliche Vöring-Plateau, die zentrale und westliche Norwegische See. Sie werden im Folgenden separat vorgestellt.

Der Mittelnorwegische Kontinentalhang

Die aus diesem Bereich untersuchten Proben (16043 - 16348) ergeben ein küstenparalleles NE - SW Profil, in dessen Verlauf sich der Anteil klastischer Sedimentgesteine nichts entscheidend verändert. Der Gehalt in diesen Sedimenten, die vermutlich jünger als 9.5 ka sind, liegt bei durchschnittlich 15% (23075, 12 - 20 cm) in der 0.5 - 2mm Fraktion. In gröberen Fraktionen (2-4 mm, 4-6.3 mm) steigt der Anteil durch das Ausscheiden feiner Quarz- und Feldspatkörner auf ca. 34% an.

Im petrographischen Vergleich mit Silt- und Tonsteinen aus anderen Teilen der Norwegischen See und in der palynologischen Untersuchung zeigten sich zum Teil deutliche qualitative Unterschiede. Bei der Probenbearbeitung unter dem Auflichtmikroskop zerfielen zahlreiche Partikel bereits durch die Behandlung mit einer Pinzette. Diese 'Gesteine' weisen grünliche, graue und bräunliche Farben auf, ihr innerer Aufbau ist homogen.

Nicht vollständig gereinigte Proben von anderen Stationen enthielten teilweise ähnliche, leicht zerstörbare Partikel, die bei einer Nachbehandlung in der Regel verschwanden. Ausserdem enthielten sie Fragmente benthischer Foraminiferen, so dass diese 'Gesteine' als Aufbereitungsrückstände erkannt werden konnten und bei der quantitativen Analyse nicht berücksichtigt wurden.

Die weichen Tonsteine vom mittelnorwegischen Kontinentalhang enthielten dagegen keine Reste mariner Organismen, so dass sie nicht als Aufbereitungsrückstände angesehen werden durften. Unter Umständen könnte es sich bei diesen Gesteinen um aufgearbeitetes Schelfmaterial handeln, das auf dem äusseren mittelnorwegischen Schelf aus

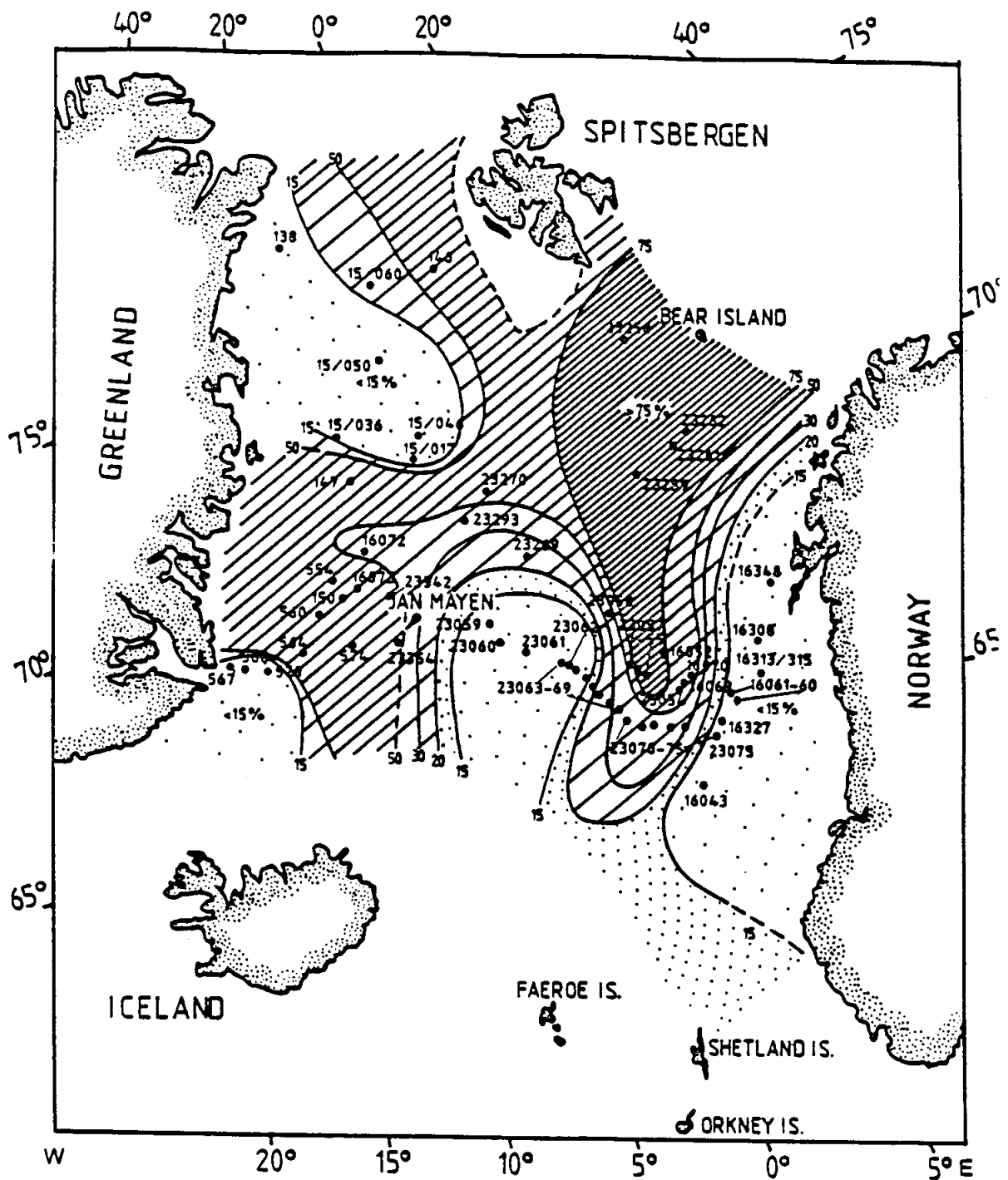


Abb. 17: Verbreitung von Silt- und Sandsteinen im Europäischen Nordmeer in der Periode von 15 - 14 ka. Deutlich ist die von der westlichen Barents See aus nach Süden bis zum Vøring-Plateau reichende Zone zu erkennen, in der Dropstones zu über 75 % aus Silt- und Sandsteinen bestehen. Entlang des Norwegischen Kontinentalhanges fällt ihr Anteil auf unter 15 % ab.

tertiären Sedimenten (Bugge et al. 1984) besteht. Sie könnten durch die submarine Exposition und dauernden Kontakt mit Meerwasser aufgeweicht worden sein, was ihre Konsistenz erklären könnte.

Der Hauptanteil klastischer Sedimentgesteine wird von einem für den mittelnorwegischen Kontinentalhang sehr typischen grau- bis grünlichschwarzen, homogenen Tonstein gebildet. Dieses Gestein ist aufgrund seines homogenen, schichtungslosen Aufbaus und der ungewöhnlich dunklen Farbe sehr auffällig und einzigartig in der Norwegischen See. Es ist nur in Proben vom Kontinentalhang vorhanden.

Auch dieser Tonstein ist relativ druckempfindlich und zerfällt leicht in eckige Bruchstücke. Die palynologische Untersuchung (Lund & Ecke in prep.) ergab für dieses Gestein ein unterkretazisches Alter (Alb). Holtedahl (1974) beschreibt Sedimente vom mittelnorwegischen Kontinentalschelf (Møre - Trøndelag), deren Dropstones fast ausschließlich aus einem ganz speziellen dunkelgrauen bis schwarzen Tonstein bestehen. Dieses Gestein ist ebenfalls sehr weich und zerfällt schon bei leichter Berührung. Die Zusammensetzung der Ton- Siltfraktion des Sedimentes entspricht genau der Matrixbeschaffenheit des Tonsteines, woraus Holtedahl folgert, dass das ganze Sediment im wesentlichen aus den fein zerriebenen Rückständen dieses Gesteins besteht.

Es steht im nahegelegenen Suladjupe auf dem Untergrund des Schelfs an und wurde vermutlich während der späten Weichsel Eiszeit von vorrückenden Gletschern erodiert und nach nur kurzem Transport direkt wieder abgelagert.

Aufgrund der räumlichen Verbreitung und seiner ungewöhnlich geringen Festigkeit ist anzunehmen, dass dieses Gestein aus einem Bereich des mittelnorwegischen Schelfs stammt, in dem Unterkreide Gesteine submarin anstehen. Solche Gebiete sind im Zuge der Erdölexploration auf dem Schelf entdeckt worden und bilden küstenparallele, schmale Streifen von relativ geringer flächenmässiger Ausdehnung. Landseitig folgen auf die Unterkreide weitere, zunehmend ältere Einheiten, die im Probenmaterial palynologisch nicht nachgewiesen werden konnten.

Nördliches und zentrales Vöring-Plateau

In diesem Bereich der Norwegischen See haben sich die paläo-ozeanographischen Veränderungen der letzten 30 ka am deutlichsten auf den Dropstone Bestand ausgewirkt. Herausragendes Merkmal dieses Bereichs ist eine 2-Teilung der Dropstone Zusammensetzung in eine ältere Phase, in der Kristallingesteine dominieren, und einer jüngeren Phase, in der klastische Sedimentgesteine vorherrschen. Dieser Wechsel vor etwa 14.5 ka ist kein allmählicher Übergang, sondern setzt unvermittelt mit scharf ausgebildeter Grenze ein. Es können folgende 2 Phasen unterschieden werden:

1. Vor 14.5 ka bestanden die Dropstones aus einer Mischung unterschiedlicher Kristallingesteine. Dabei kann zwischen einem älteren Stadium (18.6 ka), in dem bevorzugt feinkörnige Gneise angeliefert wurden und einer jüngeren Phase (17.9 ka), die durch relativ hohe Gehalte von Graniten und Granitoiden gekennzeichnet ist, unterschieden werden. Der Anteil feinkörniger Granite liegt gewöhnlich unter 5%, kann aber in dieser speziellen Phase auf 16% (23056, 14 - 26 cm) ansteigen. Der Anteil klastischer Sedimentgesteine in diesen Einheiten liegt unter 20% (23056), bzw. 15% (23057).

2. Nach 14.5 ka setzt mit scharfer Grenze eine starke Dominanz klastischer Sedimentgesteine ein. Der Gehalt feinkörniger, klastischer Sedimentgesteine steigt auf 56% (23055, 28 - 32 cm) an. Die benachbarten Kerne 23056/57 zeigen diesen Anstieg ebenfalls mit 45% (23056, 11 - 16 cm) und 31% (23057, 11 - 20 cm).

Da diese Proben über einen längeren Zeitraum integrieren, wurde die Entwicklung des Siltsteinimpulses im Kern 23055-2 im cm-Massstab untersucht. Dabei werden Maximalwerte für Ton- und Siltsteine von 87.3 % erreicht (Abb. 18).

Auf dem zentralen Vöring-Plateau ist dieser Impuls abgeschwächt. Hier werden maximal 28% (23054, 15 - 45 cm) registriert. Eine weitere Abnahme des Silt- und Sandsteingehaltes kann auch in östlicher Richtung mit Annäherung an den Norwegischen Kontinentalhang festgestellt werden. Diese Prozentwerte sind Ausdruck starker regionaler Verteilungsgradienten. Die höchsten Gehalte werden auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau registriert, in südlicher und östlicher Richtung tritt eine leichte Abnahme ein. Zum Teil werden die Werte aber auch durch unterschiedlich lange Probenintervalle hervorgerufen, wodurch ein in einer dünnen Lage vorhandenes Maximum durch angrenzende Schichten mit geringeren Gehalten insgesamt abgeschwächt erscheint. So sind beispielsweise die unterschiedlichen Prozentwerte der nahe beieinanderliegenden Stationen 23055, -56, -57 zu verstehen. Durch unterschiedliche Sedimentationsraten bedingt, repräsentieren die analysierten Proben unterschiedlich lange Zeitintervalle. Dadurch kommt es zu einer Verdünnung des starken Silt- und Sandsteinimpulses durch Schichten mit geringeren Gehalten. Letzteres wurde durch feiner auflösende Untersuchungen im cm-Bereich nachgewiesen. Hier markiert Kern 23055-2 vom nordwestlichen Vöring-Plateau den absoluten Höchstwert mit 84.6% in 30 cm Teufe (14.3 ka). In seiner Nähe wurde Kern 16366-2 gezogen, dessen Höchstwert in 24 - 25.5 cm Tiefe bei vergleichbaren 82.1% liegt. Östlich davon zeigt Kern 16052 vom nördlichen Vöring-Plateau Hang in 26 - 29 cm Teufe seinen Maximalwert mit 64.1%. Auch auf dem zentralen Vöring-Plateau wurde Kernmaterial derselben POSEIDON Ausfahrt im cm-Bereich analysiert. Kern 16365-1 liefert einen Maximalwert von 59.1% in 33.5 - 35 cm Teufe.

In südlicher Richtung nehmen die Silt- und Sandsteingehalte weiter ab. Die Kerne 23071-3 und 23072-2 vom südwestlichen Vöring-Plateau enthalten nur noch 32 % klastische Sedimentgesteine, während der Gehalt dieser Lithologien in westlicher (23068-2) als auch in östlicher Richtung (23074-1) auf ca. 26 % zurückgeht. Die westliche Norwegische See wird vom Siltsteinimpuls nicht beeinflusst. Zwischen 14 und 11 ka wird dort kein signifikanter Anstieg im Gehalt klastischer Sedimentgesteine registriert.

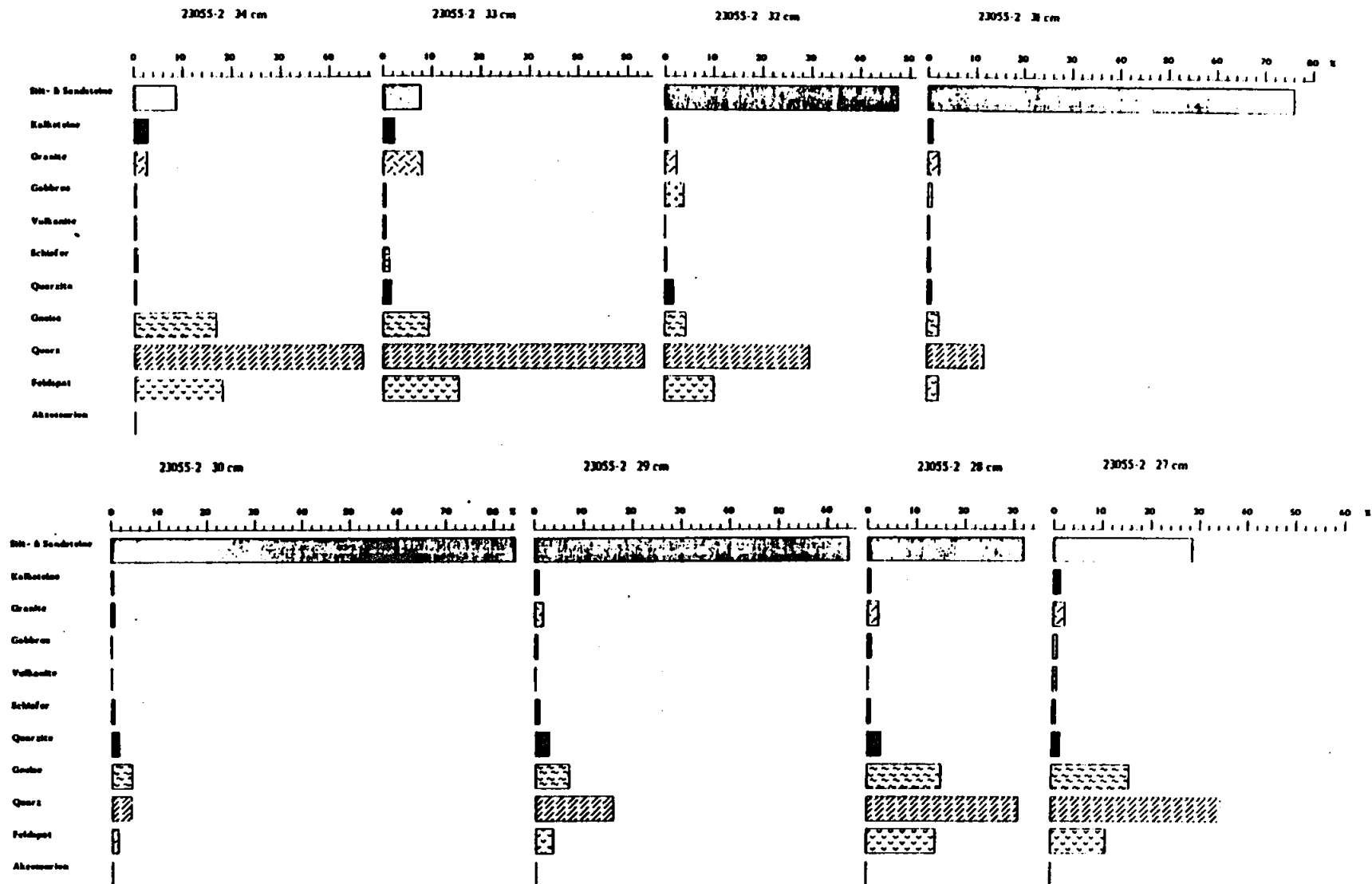


Abb. 18: Silt- und Sandsteinimpuls in Station 23055 vom nordwestlichen Vöring-Plateau. Unterhalb von 33 cm Teufe (14.6 ka) ähnelt die Zusammensetzung der des südlichen Vöring-Plateaus (Abb. 16). Danach setzt ein starker Anstieg des Gehaltes von Silt- und Sandsteinen (auf 80 %) ein, der bis 14.1 ka dauert (29 cm). Danach fallen die Werte auf ca. 30 % ab.

Der starke Silt- und Sandsteinimpuls setzt plötzlich mit scharfer Grenze über den tieferen, von Kristallingesteinen dominierten Einheiten ein (Abb. 18). Nach einer Initialphase mit Maximalwerten von 60 - 80%, die von 14.5 - 14.1 ka dauerte, stellten sich Gehalte zwischen 30 und 40% ein. Vor 14.5 ka wurde die Dropstone Zusammensetzung von Kristallingesteinen, Quarz- und Feldspatkörnern bestimmt. Der Anteil klastischer Sedimente in diesen Horizonten ist ausserordentlich gering. Im GKG 23055-2 liegt er bei 7.6%, in GKG 16052 bei durchschnittlich 10%. Dies zeigt, dass der Kontrast zwischen den älteren, von Kristallingesteinen dominierten Dropstones und den darauffolgenden Schichten mit hohem Sedimentgesteinsanteil auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau am ausgeprägtesten ist.

Auffallend sind auch die deutlich erhöhten Kalksteingehalte unmittelbar vor dem Eintreffen der klastischen Sedimentgesteine. GKG 16052 erreicht 4.7%, in GKG 23055 werden 3.1% erreicht. Diese Kalksteine sind weiter durch relativ hohe (ca. 2.0%) Kreideanteile charakterisiert, die eine starke Eisdrift aus südlichen Richtungen bis zum nördlichen Vöring-Plateau nachweisen. Die Durchschnittswerte dieser Lithotypen im Eisdriftmaterial liegen bei 0.5% für Kreide und 1.0% für alle Kalke zusammen. Die auf dem nördlichen Vöring-Plateau gefundenen Kalk- und Kreidegehalte sind damit gegenüber den Durchschnittswerten um den Faktor 4 - 5 überhöht. Synchron zum Anstieg der klastischen Sedimentgesteine nimmt der Anteil von Kreide und Kalksteinen ab. Der auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau gelegene Kern 23055-2, in dem die höchsten Silt- und Sandsteingehalte überhaupt (84.6%) registriert wurden, enthält während der Phase maximaler Sedimentgesteinsgehalte keine Kreide mehr. In 33 cm Teufe (14.7 ka) treten die letzten Kreidepartikel auf, dann folgen 5 cm mit hohen Gehalten klastischer Sedimentgesteine ohne Kreide. In 27 cm Teufe (13.9 ka) erscheint die Kreide erneut. Auch im GKG 16052 wiederholt sich dieses Schema. Hier setzt die Kreide zwischen 26 (14.7 ka) und 21 cm (13.9 ka) Tiefe vollständig aus.

In beiden Stationen setzt die Kreide für ca. 5 - 6 cm aus, in denen die extrem hohen Silt- und Sandsteingehalte auftreten. Dieses Ereignis dauerte ca. 800 Jahre. Daraus ergibt sich die Schlussfolgerung, dass sich relativ hohe Kreide- und Silt-/Sandsteingehalte gegenseitig ausschliessen. Die Präsenz von Kreidepartikeln im Eisdriftmaterial ist vorwiegend an niedrige Silt- und Sandsteingehalte in der Grössenordnung von 10 - max. 20% gebunden ist. Bei höheren Gehalten klastischer Sedimentgesteine geht der Kreideanteil zurück. Zum Teil, wie im GKG 23055, kann die Kreide sogar vollständig verdrängt werden.

Auf dem zentralen Vöring-Plateau (16069) finden sich Dropstones ohne Kreide in 45 - 38 cm Teufe. Auf dem südlichen Vöring-Plateau hat sich der Silt-/Sandsteinimpuls nicht mehr ausgewirkt. Auf dem nördlichen und zentralen Vöring-Plateau hat sich ein besonders krasser Wechsel zwischen Gesteinen aus sehr weit voneinander entfernten Ursprungsgebieten vollzogen. Dagegen muss in allen anderen Regionen der Norwegischen See von einer mehr oder weniger starken Durchmischung von Komponenten aus südlichen und nördlichen Herkunftsgebieten ausgegangen werden.

Am deutlichsten war der Übergang auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau, wo eine ältere, aus Kristallingesteinen und Kreide bestehende Dropstone Assoziation schlagartig von einer jüngeren, klastisch sedimentären Vergesellschaftung ohne Kreide abgelöst wurde.

Daraus können 2 wichtige Kriterien zur Unterscheidung von Einflüssen aus südlichen und nördlichen Herkunftsregionen abgeleitet werden:

1. Deutlich gegenüber dem Durchschnitt (14%) erhöhte Gehalte klastischer Sedimentgesteine bei gleichzeitig herabgesetzten Kreideanteilen bezeugen einen starken Eisenantrag aus nördlichen Herkunftsgebieten.

2. Eine Anlieferung aus südlichen Ursprungsgebieten (Südkandinavien - Schottland) wird durch Dominanz kristalliner Gesteine und relativ hohe Kreidgehalte angezeigt. Daneben beträgt der Anteil klastischer Sedimentgesteine maximal 10%.

8.3.1. Die Verbindung von der Barents See zum Vöring-Plateau

Der Siltsteineintrag verläuft ungefähr synchron zum Abschmelzen des propagierten Barents See Eisschildes (Vorren et al. 1988, Andersen 1981, Grosswald 1980, Elverhöi & Solheim 1983, Elverhöi et al. 1990). Dieser marin gegründete Eisschild reichte vor 18 ka vermutlich bis an den Schelfrand der westlichen Barents See (Vorren et al. 1988). Jones und Keigwin (1988) interpretieren relativ leichte O-18 Werte in der östlichen Framstrasse als Schmelzwasserimpuls vom zurückweichenden Barents See Eisschild, der mit der C-14 AMS Methode auf 15 ka datiert wurde.

Die Gesteine im Untergrund der Barents See bestehen fast ausschliesslich aus mesozoischen Sedimentgesteinen (Elverhöi et al. 1988) und befanden sich damals im Kontakt mit der Eisunterseite, so dass von einer starken Erosion dieser Abfolgen und einem Weitertransport mit Eisbergen ausgegangen werden kann. Dafür spricht auch die geringmächtige Sedimentbedeckung in flachen Schwellenregionen (Spitsbergenbanken) der Barents See, die rezent nur von einer dünnen, sandig-kiesigen Schicht bedeckt sind, während sich in den tieferen Trögen mächtige glazimarine Sedimente ansammelten (Elverhöi 1984).

Weitere Hinweise auf die Herkunft der Sand-, Silt- und Tonsteine geben 4 Kerne (23258, -259, -261 und -262) aus der nördlichen Norwegischen See, die vor dem Barents See Sedimentfächer gezogen wurden. Alle Kerne zeigen übereinstimmend eine starke Dominanz von Kristallingesteinen im tieferen Teil (14.9 ka) und einen scharf ausgeprägten Wechsel zu Sedimentgesteinen, der an allen 4 Lokationen etwa zeitgleich unmittelbar nach 14.9 ka einsetzt (Hahn, unpubl. Daten).

Dabei entwickelte sich im nördlichen Teil dieser Meeresregion eine andere Sedimentgesteinsassoziation als im südlichen Teil. Der nördlichste Kern (23258) enthält re-

lativ viel schwarze Tonsteine, die entsprechenden Gesteinen aus der westlichen Norwegischen See stark ähneln. Sie werden auch auf dem Mohns-Rücken gefunden und zeigen eine starke Verwandtschaft zu schwarzen Tonsteinen von Spitsbergenbanken (Edwards 1975).

Auf der Südflanke des Barents See Sedimentfächers (23261 und -262) treten dagegen bevorzugt hell- bis mittelgraue Silt- und Sandsteine auf. Diese Mischung entspricht genau der Zusammensetzung klastischer Sedimentgesteine auf dem Vöring-Plateau.

An allen Stationen (23258 - 23261) wurde auch derselbe hellgraue Trias-Sandstein gefunden, der auf dem Vöring-Plateau so häufig ist. Diese räumliche Verteilung deutet auf eine 2-geteilte Abstammung der klastischen Sedimentgesteine hin:

- Das Vöring-Plateau erhielt vorwiegend Dropstones aus der südwestlichen Barents See, dem Nordnorwegischen Schelf und vom östlichen Teil Svalbards.
- In der westlichen Norwegischen See sind mehr Sedimentgesteine von Westspitsbergen und Spitsbergenbanken angeliefert worden.

8.4. Kristallingesteine des nördlich-zentralen Vöring-Plateaus

Subtilere Verteilungsmuster sind in der qualitativen Zusammensetzung der Kristallingesteine erkennbar. Parallel zum Anstieg klastischer Sedimentgesteine geht der Anteil von Plutoniten, Quarziten, Gneisen und monokristallinen Quarz- und Feldspatkörnern zurück. Generell gibt es eine leichte Vorherrschaft von Quarz über Gneise und Feldspäte, die in etwa gleichen Proportionen vorliegen. Dieses Grundmuster ist relativ konservativ und tritt sowohl in den tieferen, kristallin dominierten Schichten als auch in den jüngeren Schichten mit erhöhtem Anteil von Sedimentgesteinen auf. Besonders starke zeitabhängige Abweichungen von diesem Grundschema weist der nordwestlichste Kern dieses Teilbereichs, GKG 23057 auf, der am nordwestlichen Vöring-Plateau Fuss liegt. Hier können 3 qualitativ vollkommen unterschiedliche Kristallingesteinsassoziationen (Abb. 19) beobachtet werden:

1. Ein ähnliches Muster wie auf dem nördlich-zentralen Vöring-Plateau (Abb. 19, rechts). Die Dominanz der Quarze tritt in GKG 23057 aber deutlich stärker in Erscheinung. Dieses Muster tritt in praktisch identischer Form von 26.1 - 20.1 ka (Abb. 19, rechts) und von 9.4 ka - rezent auf.

2. Eine klare Vorherrschaft von Feldspäten (34%) über Quarz (27%, Abb. 19-mitte). Dagegen treten Gneise (6.0%) und Quarzite (2.0%) eindeutig in den Hintergrund, während helle und dunkle Plutonite stärker hervortreten. Granite und Granitoide stellen 13%, mafische Plutonite 3% der 0.5 - 2mm Fraktion dar. Dieses Muster ist nur auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau verbreitet.

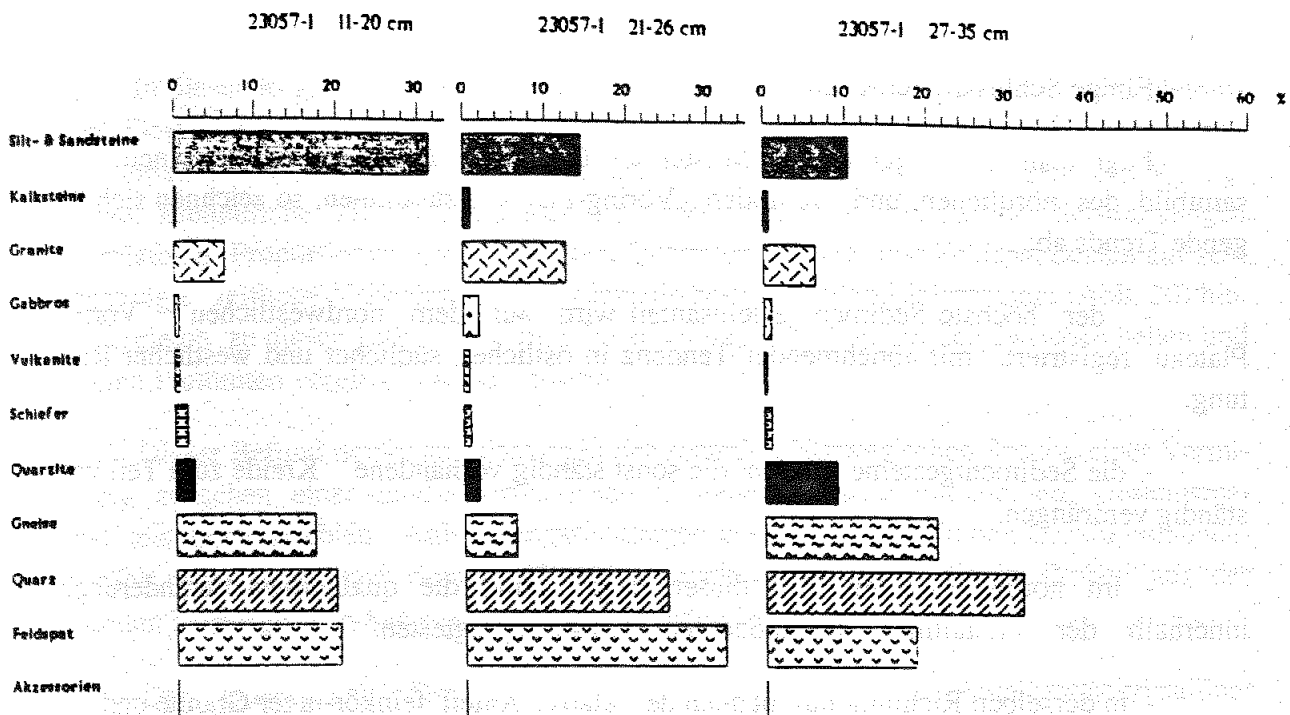


Abb. 19: Dropstone Zusammensetzung von Station 23057. Bei Quarzit, Gneis, Quarz und Feldspat sind 3 vollkommen unterschiedliche Zusammensetzungen zu erkennen: Quarz als dominierende Komponente (rechts), mehr Feldspat als Quarz (mitte) und etwa gleicher Anteil von Gneis, Quarz und Feldspat (links).

3. Das 3. Muster ist am seltensten anzutreffen und mit dem Silt- und Sandsteinimpuls verknüpft. Es ist durch etwa gleiche Gehalte (ca. 20%) von Gneisfragmenten, Quarz und Feldspat gekennzeichnet (Abb. 19, links). Dieses Muster ist nur in den Stationen 23057 und -56 verbreitet und wird auf dem Vöring-Plateau nicht wieder angetroffen.

Im Gegensatz zum nordwestlichen Teil ist auf dem zentralen Vöring-Plateau nur das 1. Muster in leicht abgewandelter Form vorhanden. Ein Unterschied liegt im höherem Gneisanteil (15 - 34%) auf dem zentralen Vöring-Plateau. In Probe 23053 (15 - 30 cm) sind feinkristalline Gneisfragmente sogar dominierend. Ihr Anteil übersteigt den Gehalt von Quarz- und Feldspatkörnern.

Einige Schlussfolgerungen:

Fügt man die vorgefundenen Muster der Dropstone Beschaffenheit zu einem Gesamtbild des nördlichen und zentralen Vöring-Plateaus zusammen, so zeichnen sich folgende Trends ab:

- der höchste Sedimentgesteinsanteil wird auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau registriert, mit abnehmender Tendenz in östlicher, südlicher und westlicher Richtung.
- die Sedimentgesteine können die sonst ständig vorhandene Kreide zum Teil vollständig verdrängen.
- im nordwestlichsten Teil dieser Region sind die qualitativen Veränderungen innerhalb der kristallinen Komponenten am ausgeprägtesten.
- in derselben Richtung nimmt auch der relative Anteil feinkörniger Granite und mafischer Plutonite zu.
- es können 3 verschiedene qualitative Zusammensetzungsmuster innerhalb der Kristallingesteine unterschieden werden. Einem Durchschnittsmuster (Abb. 19, rechts), das in mehr oder weniger abgewandelter Form auf dem nördlich-zentralen Vöring-Plateau verbreitet ist, stehen 2 Extremformen (Abb. 19, mitte und links) gegenüber, die durch deutlich erhöhte Feldspat gehalte charakterisiert und nur auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau verbreitet sind.
- das zentrale Vöring-Plateau ist dagegen durch die relativ höchsten Gneisgehalte gekennzeichnet. Demgegenüber sind die Veränderungen im Bereich der Granite und maf. Plutonite unbedeutend.

Die zentrale Norwegische See

Der Begriff 'zentrale Norwegische See' wird in dieser Studie für den Meeresraum zwischen dem westlichen Vöring-Plateau Hang und dem 0° Meridian verwendet. Er umfasst damit den Bereich der Stationen 23061 - 23069. Der Dropstone Eintrag in dieser Zone ist in einen westlichen und einen östlichen Bereich gegliedert. Westlich der Station 23065 setzt starker Eiseintrag unterhalb 15 cm ein. Östlich davon befindet sich in einer tiefen Rinne zwischen der Jan-Mayen Fracture Zone und dem Vöring-Plateau ein Bereich mit stark erhöhten holozänen Sedimentationsraten. Deshalb bestehen dort die oberen 45 cm aus feinkörnigem Sediment mit sehr geringem Anteil eisverdrifteter Komponenten. Die Grenze zwischen beiden Teilbereichen liegt etwa bei Station 23068, wo die Obergrenze verstärkten Eiseintrags bei 30 cm (9.2 ka) liegt. Östlich davon setzt bedeutender Eiseintrag erst unterhalb 45 cm ein.

In dieser Region sind Dropstones durch hohe Anteile metamorpher und plutonischer Gesteinsfragmente und Quarz-Feldspatkörner gekennzeichnet. Auch hier variieren die Verhältnisse zwischen Quarz und Feldspat ähnlich wie auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau. Einheitliche Trends sind jedoch nicht erkennbar. Die sehr starken Schwankungen der relativen Proportionen von Gneisen, Quarziten, Quarz und Feldspat deuten auf sehr ausgeprägte zeitliche Veränderungen der jeweils bestimmenden Liefergebiete (Abb. 20) hin. Im Vergleich zu diesen Lithologien sind die quantitativen Proportionen zwischen hellen und dunklen Plutoniten vergleichsweise uniform.

Dieser Befund deutet an, dass es in der zentralen Norwegischen See zu einer Vermischung zwischen einer ständig vorhandenen Grundkomponente mit anderem Gesteinsmaterial aus hochvariablen Anlieferungsrichtungen gekommen ist. Zu den Grundkomponenten zählt neben hellen und dunklen Plutoniten auch die Kreide, die in Proben aus der zentralen Norwegischen See ausnahmslos vorhanden ist.

Der Quarzgehalt liegt bei durchschnittlich 30%, der Anteil monokristalliner Feldspäte bei 25%. Der Anteil plutonischer Gesteine liegt unabhängig von der Teufe bei ca. 15%. Klastische Sedimentgesteine weisen geringe Schwankungen um einen Mittelwert von 16% (+/- 5%) auf. Im Vergleich zu entsprechenden Werten vom südlichen Vöring-Plateau (16043) ist der Gehalt an Silt- und Sandsteinen zwar nur geringfügig erhöht, liegt aber doch klar über der für eine ausschliessliche Anlieferung aus südlichen Randbereichen der Norwegischen See ermittelten Obergrenze. Diese konnte mit 10% für ausschliesslich südliche und max. 13% für südliche und östliche Liefergebiete angegeben werden (siehe Kap. 8.2.1.).

Aus diesem Grund muss die zentrale Norwegische See einen zusätzlichen Eintrag von zumindest 3% Silt- und Sandsteinen aus Lieferregionen nördlich des 70°N Breitengrades erhalten haben.

Aufgrund des palynologischen Befundes konnten die zumeist grauen, schwarzen und braunen Ton- und Siltsteine der mittleren Trias (Scyth - Ladin) und Unterkreide (Barreme - Alb) zugeordnet werden. Da die Trias im südlichen Einzugsbereich der Norwegischen See nicht so florenreich wie im Norden ist, kann eine Abstammung der meisten Ton- und Siltsteine aus Spitsbergen (und eventuell auch aus daran grenzenden, flachen Bereichen der Barents See) als gesichert gelten.

Weitere Belege für dieses Herkunftsgebiet geben Spikulitfunde zwischen dem nordwestlichen Vöring-Plateau und Jan-Mayen (siehe Abb. 8). Spikulite sind aussergewöhnliche Gesteine, die es im Randbereich der Norwegisch-Grönländischen See nur in Zentral Westspitsbergen gibt (Siedlecka 1970, Spielhagen, pers. comm.).

Aus den Prozentwerten und der geringen Variabilität der Dropstones (mit Ausnahme des Quarz/Feldspat Verhältnisses) ergeben sich folgende Schlussfolgerungen:

- in der zentralen Norwegischen See herrschte eine relativ gleichförmige, zeitlich wenig variable Anlieferung von klastischen Sedimentgesteinen, Graniten, Gabbros und Kreide vor.

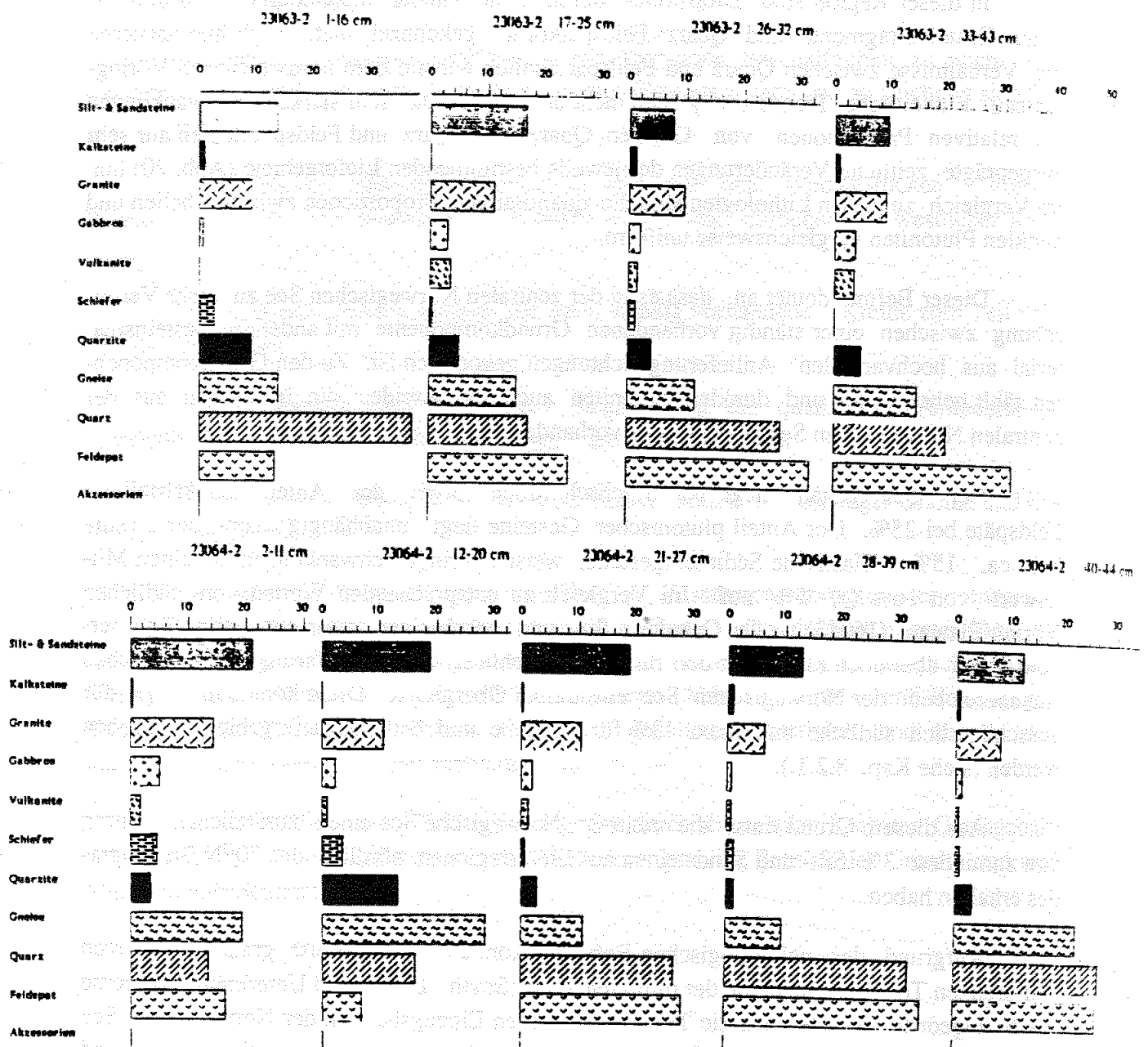


Abb. 20: 23063/64. Die Zusammensetzung der Quarzit-Gneis-Quarz-Feldspat Fraktion von 23063, 17 - 43 cm (oben) und 23064, 21 - 39 cm (unten) entspricht 23057, 21 - 26 cm (siehe Abb. 19, mitte). 23064, 40 - 44 cm entspricht 23057, 11 - 20 cm.

- diesem Grundbestand wurden sehr unterschiedliche Metamorphite, Quarz- und Feldspatkörner zugemischt, deren relative Proportionen zueinander krassen zeitlichen Veränderungen unterworfen waren.

- das Strömungsmuster muss demnach aus einem ständig präsenten Einstrom bestanden haben, der eine homogene Grundzusammensetzung schuf und von einer 2. Strömung überlagert wurde, deren Richtung sich zeitabhängig stark veränderte.

- die ständige Kreidepräsenz in der zentralen Norwegischen See beweist einen ständigen Einfluss aus südlichen Richtungen. Dieser Einstrom könnte auch die relativ gleichförmigen Granit- und Gabbrogehalte erzeugt haben.

- klastische Sedimentgesteine stammen zum Teil aus der Spitsbergen-Barents See Region, so dass ein aus nördlichen Richtungen stammender Import ebenfalls nachgewiesen ist.

- die hochveränderlichen Metamorphit-Quarz-Feldspat-Assoziationen könnten demnach ebenfalls aus West- und Nordnorwegen stammen.

Die westliche Norwegische See

Im Zentrum des Europäischen Nordmeeres ist die Dropstone Zusammensetzung durch eine deutlich ausgeprägtere Homogenität als in der östlich davon gelegenen zentralen Norwegischen See gekennzeichnet. Klastische Sedimentgesteine sind in glazimarinem Sedimenten mit 10 - 20% im Vergleich zu kristallinen Komponenten weiter relativ gering repräsentiert. Ihre qualitative Zusammensetzung verschiebt sich in westlicher Richtung zugunsten des Anteils schwarzer Tonsteine. In der zentralen und östlichen Norwegischen See sind dagegen eher hell- bis mittelgraue und -braune Silt- und Sandsteine vorherrschend. Das Verhältnis von grauen zu schwarzen Sedimenten kann dabei in der östlichen Norwegischen See auf 6:1 ansteigen, während es im westlichen Teil bei etwa 1:1 liegt (23059, 28 - 38 cm). Westlich und nördlich von Jan-Mayen sind schwarze Tonsteine vorherrschend (Abb. 21).

Auch im Holozän ist es in der westlichen Norwegischen See zu einem Eintrag eistransportierten Materials gekommen. Es zeichnet sich im Kontrast zu glazimarinem Dropstones durch erheblich höhere Anteile (bis 50%) klastischer Sedimentgesteine aus, unter denen ebenfalls der Anteil schwarzer Tonsteine überwiegt (Abb. 22).

Auf POLARSTERN VI/2 wurden in Kernen aus der Grönlandsee immer wieder grosse Mengen derselben, lithologisch leicht erkennbaren, blättrigen, schwarzen Tonsteine gefunden, die bei der Sedimentansprache oft mit Kohlepartikeln verwechselt wurden. Im Kern 23269-1 wurde in 280 cm Teufe ein 3 cm grosser Stein desselben Materials gefunden. In 24 bis 30 cm Teufe bestehen die Dropstones des Kerns 23293-2 ausschliesslich aus diesem speziellen Tonstein, dessen räumliche Verbreitung auf eine Her-

kunft aus nördlichen Regionen hindeutet, die an dieser Stelle nicht weiter verifiziert werden soll. Kreide ist nach wie vor im Dropstone Material vorhanden.

Eine im Hinblick auf Transportrichtungen bedeutende Rolle spielen vulkanische Gesteine. Sie sind in Dropstones der westlichen Norwegischen See nicht nur häufiger als im zentralen Teil, sondern auch qualitativ anders zusammengesetzt als Vulkanite in der östlichen Norwegischen See. Wie bereits bei der Dropstone Beschreibung erwähnt, besteht die Vulkanit-Fraktion immer aus schwarzen, porösen Basalten, braunschwarzem vulkanischen Glas und flaschengrünem Olivin. Diese Assoziation ist für Jan-Mayen charakteristisch. Westlich von Jan-Mayen finden sich unter den eisverdrifteten Komponenten ebenfalls dunkelgraue Basalte, deren Gefüge aber vollkommen anders ist. Die Jan-Mayen Vulkanite verfügen über eine submikroskopisch-dichte Grundmasse, in der kleine Plagioklasleisten, relativ grosse Pyroxene und idiomorphe Olivine 'schwimmen'. Die in der südlichen Grönlandsee und vor der Mündung vom Scoresby Sund gefundenen Basalte sind homogen, dicht, sehr hart und bestehen aus einem feinkristallinen Gerüst aus relativ grossen Plagioklasnadeln. Sie können deshalb den tertiären, küstennahen Basaltformationen Ostgrönlands zugerechnet werden (Noe-Nygaard 1976).

Deshalb kann die Präsenz vulkanischer Gesteine von Jan-Mayen als einwandfreies Indiz eines ostwärts gerichteten Transports in der westlichen Norwegensee betrachtet werden.

Auffallend an Dropstones aus der westlichen Norwegensee ist die relativ homogene Zusammensetzung der Quarzit-Gneis-Quarz-Feldspat Fraktion. Sie entspricht in groben Zügen einem der 3 Grundmuster des nordwestlichen Vöring-Plateaus, die in Kern 23057 identifiziert wurden. Ganz deutlich ist eine Vorherrschaft monokristalliner Feldspäte zu erkennen. Danach folgen in abnehmender Häufigkeit Quarze, Metamorphite (ungegliedert) und Quarzite (Abb. 22).

Von diesem Grundmuster weichen nur die holozänen Proben ab, die sich, neben deutlich höheren Silt- und Tonsteingehalten als in glazialmarinen Sequenzen, durch eine Dominanz von Quarz vor Gneis, Feldspat und Quarzit auszeichnen. Im Gegensatz zur westlichsten Station 23059, in der das von Feldspäten dominierte Grundmuster durchgehend von 14 - 38 cm Tiefe existiert, weicht die tiefste Probe in GKG 23060 (33 - 41cm) von diesem Trend ab. Der Verteilungstrend innerhalb kristalliner Gesteine ähnelt dem der holozänen Dropstones von GKG 23059.

In einer Dünnschliffprobe von Kern 23059 (28 - 38 cm) finden sich sehr seltene Schiefer, Phyllite und Biotit-Gneise, die durch die aussergewöhnliche Rotfärbung des Biotits auffallen. Besonders auffällig ist ein Biotit-Schiefer mit fuchsrotem Biotit. Diese Gesteine sind ausschliesslich in St. 23059 gefunden worden und treten in der östlichen Norwegischen See nicht auf. In Mineralbestand und Gefüge stimmen sie mit Schiefern, Phylliten und Biot-Qz-Gneisen aus der Region Smeerenburgfjorden und angrenzender Gebiete in NW Spitsbergen überein (Hjelle & Ohta 1974). Biotit-reiche Schiefer und Gneise sind der vorherrschende Gesteinstyp in diesem Bereich der Hekla-Hoek Formation und durch die besonders auffällige, intensiv rote - rotbraune Färbung des Biotits gekenn

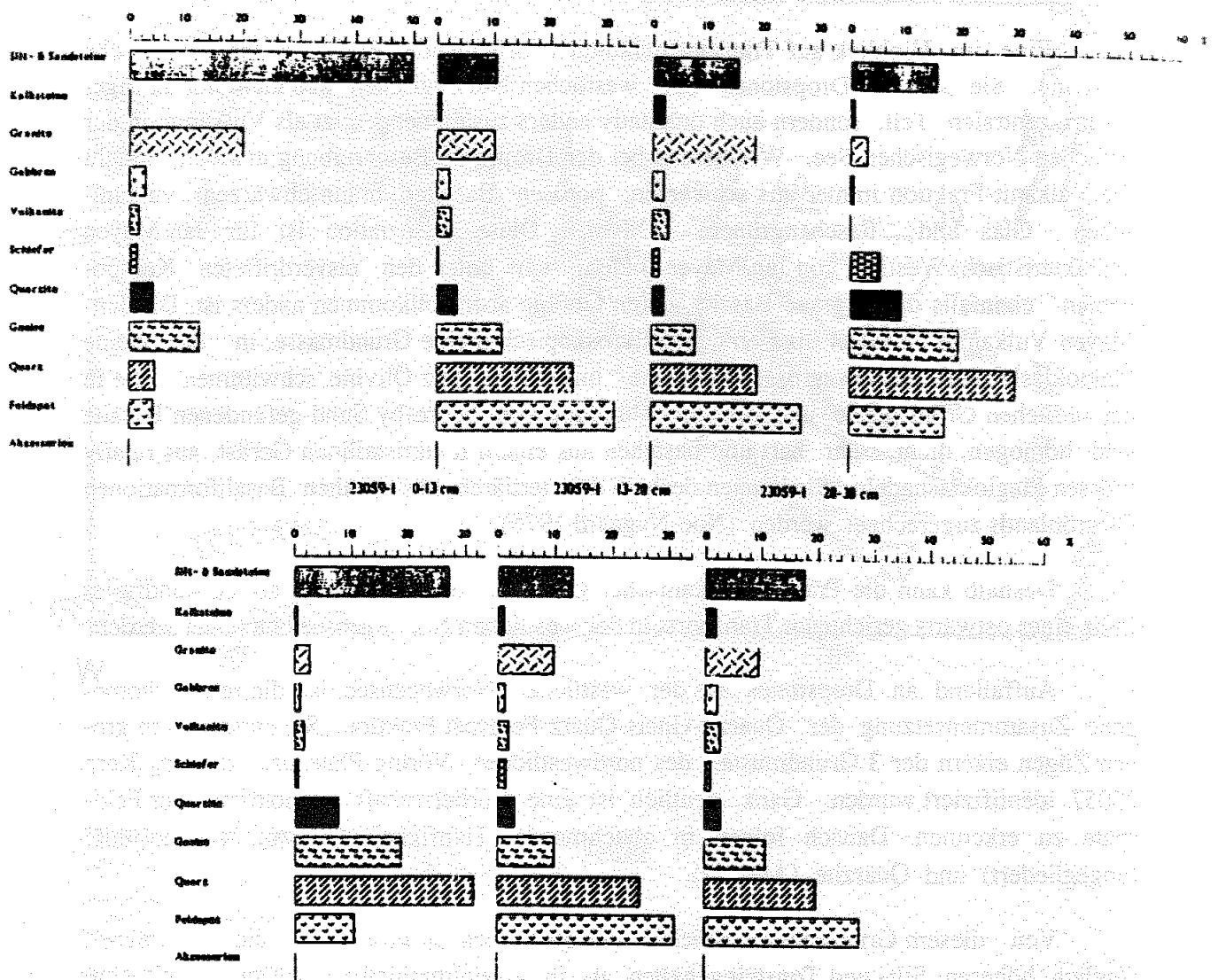


Abb. 22: 23059 und 23060. Auch in der westlichen Norwegischen See überwiegt der Feldspatanteil vor Quarz, Gneis und Quarzit (23059, 13 - 38 cm und 23060, 12 - 31 cm).

zeichnet. Neben diesen Gesteinen treten dort auch Graphit-Schiefer und Gneise auf, die ebenfalls in St. 23059 wiedergefunden wurden (Abb. 23).

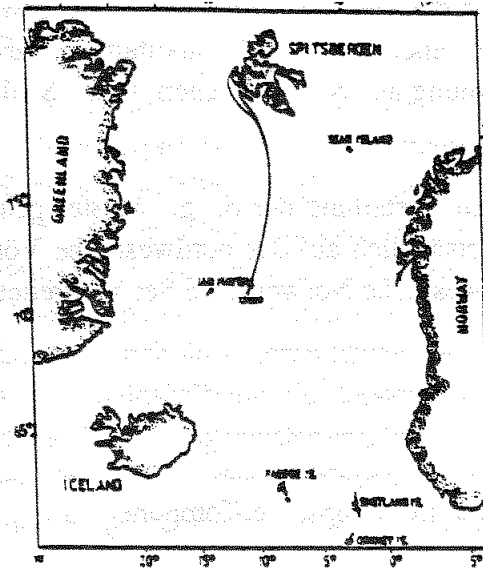


Abb. 23: Fundort und vermuteter Transportweg der Biotit-Quarzite von Nord-ost Spitsbergen, die durch die intensiv rote Farbe des Biotits auffallen.

Ein Zusammensetzungsmuster wie in den St. 23059, -60 und -57 wiederholt sich in keiner anderen Probe aus der Norwegischen See, sondern bleibt auf das nordwestliche Vøring-Plateau und die westliche Norwegische See beschränkt. Damit wurde ein weiteres, für diesen Meeresraum typisches qualitatives Merkmal gefunden, mit dessen Hilfe sich die Gesteinsprovinz Nordnorwegen-Svalbard relativ sicher von einer südschottisch-schottischen Provinz abgrenzen lässt. Deshalb sollen an dieser Stelle folgende Schlussfolgerungen festgehalten werden:

1. Die westliche Norwegische See unterscheidet sich durch die qualitative Dropstone Zusammensetzung von der zentralen und östlichen Norwegischen See.
2. Metamorphite, Quarze und Feldspäte sind durch relativ gleichförmige, zeitlich kaum veränderliche quantitative Relationen untereinander gekennzeichnet.
3. Dieses Muster findet sich ausserhalb der westlichen Norwegischen See nur noch auf dem äussersten Nordwesten des Vøring-Plateaus.

4. Der Vulkanitanteil ist leicht erhöht. Die Vulkanitfraktion besteht fast ausschliesslich aus Gesteinen von Jan-Mayen.

5. Parallel zu den aus der Gesamtzusammensetzung gewonnenen Merkmalen verfügen die Kristallingesteine über weitere, qualitative Charakteristiken (Biotit-Gneise), mit deren Hilfe eine Abstammung aus Nordnorwegen bzw. Svalbard nachgewiesen werden kann.

6. Aus der räumlichen Verteilung der o. g. Muster geht hervor, das Gesteine aus Nordnorwegen-Svalbard hauptsächlich auf das nordwestliche Vöring-Plateau, das südliche Lofoten Becken und in die westliche Norwegische See verbreitet wurden.

8.5. Verteilung ausgewählter Dropstone Komponenten

In den meisten Proben ist es unmöglich, direkt von den vorhandenen Gesteinen auf mögliche Herkunftsgebiete zu schliessen. Die wenigen Ausnahmen sind Leitgesteine wie zum Beispiel Kreide oder Rhombenporphyre, die eine eindeutige Zuordnung zu ihrem Ursprungsgebiet erlauben. Diese oft nur in geringen Mengen vorhandenen Gesteine können zwar als Nachweis einer zumindest zeitweilig bedeutenden Transportrichtung aus SE benutzt werden, geben aber keinen Aufschluss über langfristig dominierende Strömungen in der Norwegischen See.

Darüber hinaus verfälschen sie die Bewertung des Eisdriftmaterials, da alle bekannten Leitgesteine aus südlichen Regionen stammen und aus dem westlichen und nördlichen Norwegen oder aus Spitsbergen dagegen so gut wie keine entsprechenden Lithotypen bekannt sind. Deshalb entsteht bei der qualitativen Analyse der Dropstones aufgrund der Präsenz eindeutig im Süden anstehender Gesteine der Eindruck, das Eisdriftmaterial sei aus vorwiegend dieser Richtung antransportiert worden. Andere Gesteine von der Küste West- und Nordnorwegens oder weiter nördlichen Regionen blieben bei einer derartigen Betrachtung völlig unberücksichtigt.

Dieses Manko wird durch die Bewertung der quantitativen Anteile verschiedener Gesteinsarten behoben. Ähnlich wie im paläontologischen Bereich für verschiedene Organismengruppen (Schrader, Karpuz 1989) lassen sich auch innerhalb der Dropstones bestimmte Vergesellschaftungen finden, die für Teilregionen der Norwegischen See typisch sind. Jede auf diese Art ermittelte, für einen Teilbereich der Norwegischen See charakteristische Vergesellschaftung kann damit als Signal für die bevorzugte Anlieferung aus einem bestimmten Liefergebiet interpretiert werden. Anhand der Stärke dieses Signals kann dann der Einfluss bestimmter Strömungsrichtungen in den einzelnen Proben abgeschätzt werden.

Die untersuchten Proben repräsentieren immer einen Zeitraum von mehreren 1.000 Jahren, innerhalb der die Richtung der Meeresströmungen mehrfach gewechselt haben

kann. Das resultierende Signal stellt somit ein Mischsignal dar und bildet den längerfristig dominierenden Einfluss ab. So ist es durchaus kein Widerspruch, dass Dropstones überwiegend aus dem Norden angeliefert wurden, obwohl im selben Material eindeutig aus dem Süden stammende Gesteinsarten gefunden wurden.

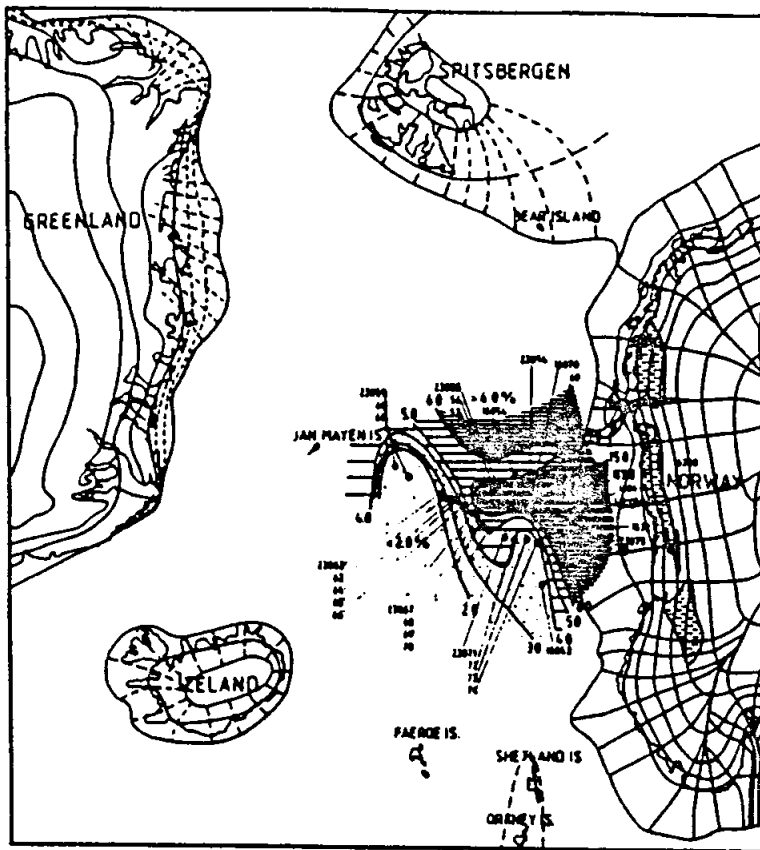
Dropstones in der Norwegischen See zeigen zum Teil deutlich ausgeprägte regionale Verteilungsmuster. Eines davon ist die starke Betonung klastischer Sedimentgesteine in der westlichen Norwegisch-Grönländischen See und auf dem nördlichen Vöring-Plateau. Dazwischen liegt eine breite Zone, in der vorwiegend kristalline Gesteine abgelagert wurden. Damit deutet sich an, dass die klastischen Sedimente aus zumindest 2 verschiedenen, räumlich klar voneinander getrennten Liefergebieten stammen. Diese dualen Verteilungsmuster können auch in anderen Lithologien wiedergefunden werden. In den folgenden Abschnitten werden deshalb nur die Gesteinsarten, die im Hinblick auf ihre Lieferregionen interpretierbare Verteilungsmuster ergaben, vorgestellt. Es wird der Anteil verschiedener Gesteinstypen in Proben des Zeitintervalls von 19 - 9 ka durch die Norwegische See verfolgt und ihr prozentualer Anteil am Dropstone Bestand dargestellt.

8.5.1. Schiefer, Phyllite und Glimmerschiefer

Diese Lithologien sind üblicherweise mit weniger als 2 % am Dropstone Bestand beteiligt. Innerhalb der Teilfraktion metamorpher und magmatischer Gesteine beträgt ihr Anteil dagegen ca. 5 %. Die in den Darstellungen der Schieferverbreitung (Abb. 24 und 25) verwendeten Prozentwerte beziehen sich auf den Anteil von Schiefen, Phylliten und Glimmerschiefen an der Sub-Fraktion der Kristallingesteine. Als Datenbasis dienen die Resultate einer Spezialanalyse, bei der ausschliesslich Kristallingesteine untersucht wurden (siehe Anhang, metamorphe und magmatische Gesteine) und entsprechend umgerechnete Werte aus der Dropstone Gesamtanalyse. Die Einzelwerte für Schiefer, Phyllite, Glimmerschiefer und Grünschiefer wurden addiert.

Abb. 24 zeigt die räumliche Schieferverbreitung unter der Verwendung von Durchschnittswerten aller Proben aus dem Intervall von 19 - 9 ka. Die regionale Verbreitung wird von einem Maximum am norwegischen Kontinentalhang und einem Minimum in der zentralen - westlichen Norwegischen See geprägt. Die minimalen Werte liegen zum Teil unter 1%, während auf dem Norwegischen Kontinentalhang über 20% (16327) erreicht werden. Deutlich zu erkennen ist das Häufungsmaximum am mittelnorwegischen Schelfrand bei 66°N und die von dort aus nach Westen reichende Zone mit relativ hohen Schiefergehalten. Diese Zone reicht bis zum nordwestlichen Vöring-Plateau und grenzt dort mit starkem Gefälle an die Nord-Süd streichende Zone in der zentralen/westlichen Norwegischen See mit minimalen Schiefergehalten. Das südliche Vöring-Plateau zeigt eine leichte Verbiegung dieses Musters, indem eine Zone relativ niedriger Gehalte (unter 4%) nach Norden in einen Bereich vordringt, der durch relativ gleichförmig über 6% liegende Werte gekennzeichnet ist. Auf dem nördlichen Vöring-

24 a



24 b

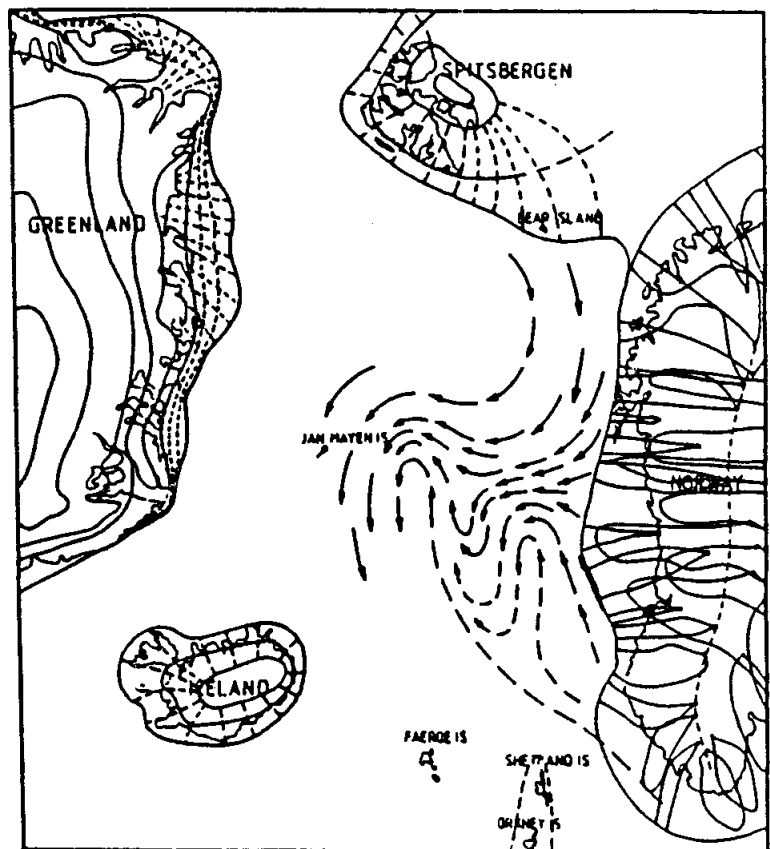


Abb. 24: Verbreitung von Schiefern, Phylliten und Glimmerschiefern in der Norwegischen See zwischen 19 und 9 ka (Abb. 24 a) und Rekonstruktion der vermuteten Transportrichtungen (Abb. 24 b). Als Datengrundlage dieser Darstellung dienen alle Proben der eingetragenen Stationen aus dem Intervall 19 - 9 ka. Im schwarzen Bereich liegt der Schieferanteil bei über 15 %, in der fett schraffierten Zone zwischen 7 und 15 %. Mit durchgezogenen Linien ist die Verbreitung der kontinentalen Eisdecken (nach Andersen 1981, Weideck 1976 und Boulton et al. 1985) und die Lage des Svalbard/Barents See Eisschildes (nach Elverhöi et al. 1990) dargestellt. Parallel zum Eisrand verlaufende Linien stellen Bereiche gleicher Eismächtigkeiten dar. Über dem skandinavischen Eisschild sind zusätzlich noch die Eisbewegungen (24 a) und die Verbreitung charakteristischer Gesteine westlich der Eisscheide (24 b, gestrichelte Linie) eingezeichnet. Die 3 wahrscheinlichsten Liefergebiete für Schiefer in Norwegen sind gestrichelt dargestellt.

Plateau erstreckt sich eine schmale, auf Norwegen gerichtete Zone mit Werten über 7%. Diese nehmen mit Annäherung an den mittelnorwegischen Schelf stark zu und zeigen damit ihre Herkunft deutlich an. Nördlich des Vöring-Plateaus nehmen die Werte leicht ab, um im Lofoten Becken wieder auf 6% anzusteigen.

Der westlichste Kern, 23059, ist durch erneut ansteigende Werte gekennzeichnet. In diesem Bereich kann das Muster nicht weiter verfolgt werden, so dass diese Zone eventuell an das Häufungsgebiet im Lofoten Becken angeschlossen oder auf eine andere Quelle zurückgeführt werden kann.

Die Schieferverteilung in der Norwegischen See weist eine deutliche 2-Teilung auf:

- östlich des 0° Meridian erstreckt sich eine Zone mit Schiefergehalten von über 5%. Die Gehalte nehmen in Richtung der Region Nordland zu und erreichen dort den Maximalwert von 20.8%.

- Westlich davon schliesst sich in der zentralen/westlichen Norwegischen See eine Nord-Süd streichende Zone mit sehr geringen Schiefergehalten an.

Diese 2-Teilung wird durch 2 relative Minima unterbrochen:

- Nördlich des Vöring-Plateaus dringt eine Ost-West streichende Zone geringfügig herabgesetzter Gehalte aus westlicher Richtung in das südliche Lofoten Becken vor.

- Auf dem südlichen Vöring-Plateau ragt eine Nord-Süd streichende Zone mit unter 4% liegenden Werten in nördlicher Richtung ins Vöring-Plateau hinein.

Die kontrastverstärkte Darstellung

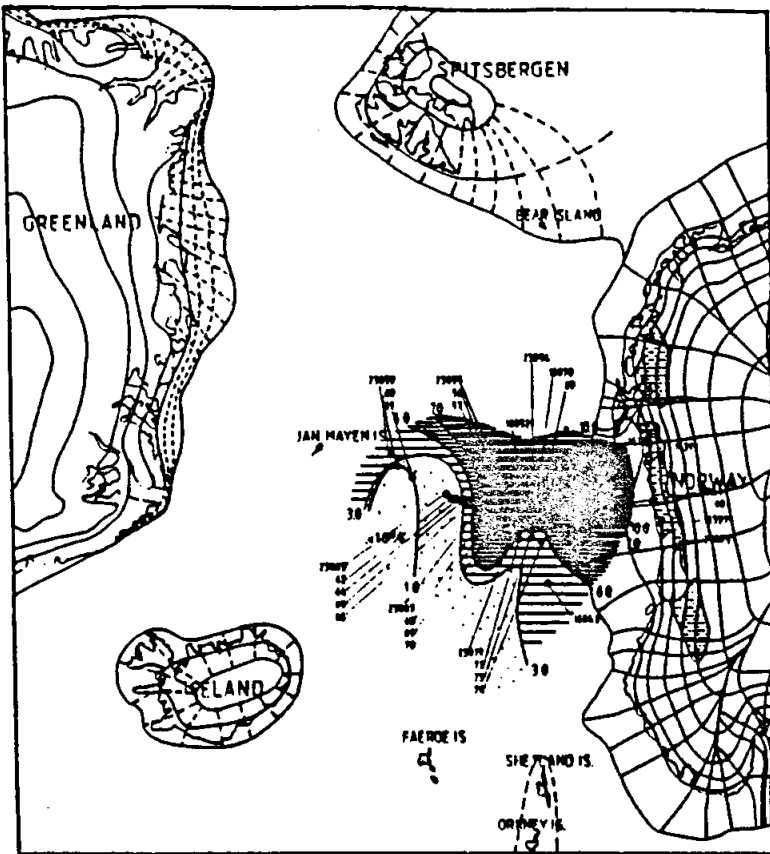
Für das im Vorhergehenden geschilderte Bild der Schieferverteilung wurden Durchschnittswerte zugrundegelegt, die aus den Daten aller glazimarin Proben jeder Station berechnet wurden. Um den Kontrast zwischen hohen und niedrigen Schiefergehalten stärker zu betonen wurden die jeweils niedrigsten Werte aus Bereichen mit niedrigen Schiefergehalten den jeweils höchsten Werten aus Gebieten mit hohen Schiefergehalten gegenübergestellt. Eine derart kontrastverstärkte Darstellung zeigt Abb. 25.

Während sich die Lage der Zone mit geringen Schieferanteilen nicht wesentlich verändert hat, hat sich der Bereich mit Schiefergehalten über 7% deutlich ausgeweitet. Dieser Bereich bildete bei der Darstellung der Durchschnittswerte eine relativ schmale, bis zum 0° Meridian reichende Zone, die sich im Kontrastverstärkten Modell erheblich weiter nach Norden ausdehnt. Um den Kernbereich mit Werten von 20% breitet sich ein relativ grosser Saum mit Schiefergehalten zwischen 10 und 20% aus. Demgegenüber fallen die Schiefergehalte in der zentralen Norwegischen See zum Teil auf Werte unter 1% ab.

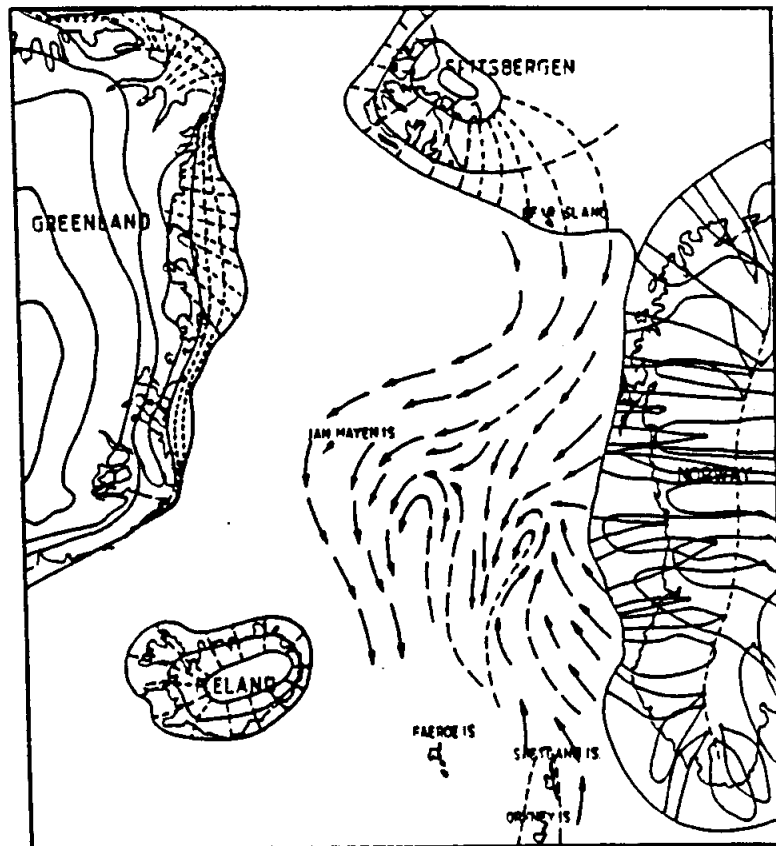
Im Vergleich beider Bilder unterscheidet sich die kontrastverstärkte Darstellung von der Durchschnittswertdarstellung vornehmlich durch die Erweiterung der Zone hoher Schiefergehalte nach Norden in das Lofoten Becken. Ausserdem zeigen die Isolinien ein stärkeres Gefälle nach Westen und Südwesten. Die nach Norwegen ansteigenden Schiefergehalte deuten an, dass die Schiefer und Phyllite vorwiegend von der Norwegischen Westküste stammen, während die niedrigen Gehalte in der zentralen Norwegischen See vermutlich ein Verdünnungseffekt sind, der durch Vermischung mit andersartigen, stark an Schiefen abgereicherten Kristallingesteinen verursacht wurde.

Abb. 25: Kontrastverstärktes Bild der Schieferverbreitung zwischen 19 und 9 ka (Abb. 25 a) und das entsprechende Modell der Driftrichtungen (Abb. 25 b). Im Gegensatz zur vorangehenden Durchschnittswertdarstellung (Abb. 24 a) wurden hier die Spitzenwerte aus dem Bereich hohen Schieferanteils den niedrigsten Werten aus der Zone geringen Schieferanteils gegenübergestellt. In dem mit enger Schraffur dargestellten Bereich liegt der Schieferanteil über 6%. Dieser Bereich erstreckt sich deutlich weiter nach Südwesten als in Abb. 24 a. Das Driftmodell (25 b) zeigt eine Möglichkeit, wie der Strömungsverlauf im Zeitraum von 19 - 9 ka geschwankt haben könnte: Statt einer westwärts gerichteten Drift in der nördlichen Norwegischen See entstehen 2 Arme, von denen einer nach Südwesten führt.

25 a



25 b



Herkunft der Schieferpartikel

Die Schieferverbreitung ist gut mit 3 küstennahen Bereichen Norwegens korrelierbar, in denen Schiefer, Phyllite und Glimmerschiefer dominierende Lithologien sind. Die nördlichste dieser Zonen befindet sich nördlich der Lofoten und steht in Verbindung mit präkambrischen Basement. Weiter nördlich schliessen sich dunkle Amphibolite und Ultramafite an (Sigmond et al. 1984). Zwischen Trondelag und den Lofoten erstreckt sich eine sehr lange Zone, in der Schiefer, Glimmerschiefer und Phyllite zusammen mit Norwegens grösstem zusammenhängenden Granitpluton, dem Bindal Granit, anstehen. Südlich und östlich des Trondheimsfjorden befindet sich die Region Möre - Sør Trondelag mit schwach metamorphen Sedimenten und hohem Schieferanteil (Wolff & Roberts 1980). In den Abbildungen 24 und 25 sind diese relativ schieferreichen Zonen gestrichelt dargestellt.

Generell finden sich in den kaledonischen Decken und dem präkambrischen Basement immer Einschaltungen von zum Teil hochmetamorphen Glimmerschiefern und Qz-Plag-Biot-Gneisen. In den 3 benannten Zonen ist der Anteil oberflächennah anstehender Meta-Pelite jedoch stark erhöht, so dass er sich auch in den Dropstones mit deutlich über dem Durchschnitt liegenden Werten abbildet. Diese Werte sind auf dem Norwegischen Schelf (16313) am höchsten und nehmen dann aufgrund zunehmender Vermischung mit Fremdmaterial in westlicher und südwestlicher Richtung ab. Dieses Verteilungsmuster kann mit einer Herkunft der Meta-Pelite aus den 3 beschriebenen Gebieten erklärt werden, wobei jede Region einen unterschiedlich starken Beitrag leistete.

Der stärkste Einfluss erfolgte ohne Zweifel aus der Region Nordland zwischen 65° und 68°N, wo die küstennahen Bereiche stark von Meta-Pelit Formationen durchsetzt sind (Sigmond et al. 1984). Zusammen mit einem Beitrag aus der Region südlich des Trondheimsfjorden wird so auf dem mittelnorwegischen Schelf ein Schieferanteil von 20% innerhalb der Kristallingesteine erreicht.

Die in der Darstellung der Durchschnittswerte erkennbare leichte Senke nördlich des Vöring-Plateaus wird vermutlich durch den zwischen der nördlichen und mittleren schieferreichen Zone liegenden Bereich präkambrischen Basements (Lofoten) hervorgerufen, in dem der Anteil schieferartiger Gesteine zurückgeht.

Die nördliche schieferreiche Zone lieferte das Material in das Lofoten Becken (6 - 7.4%) und beeinflusste vermutlich auch noch den westlichen Randbereich (23059) der Norwegischen See (max. 5.1%).

In der zentralen Norwegischen See haben sich zu keiner Zeit verstärkte Impulse von Meta-Peliten ausgewirkt, so dass für diesen Bereich von langfristig anderen Strömungsverhältnissen als in der östlichen Norwegischen See und dem Lofoten Becken ausgegangen werden muss.

Interpretation der Schieferverteilung und Ansatz zur Rekonstruktion eines Strömungsmodells für das Intervall von 19 - 9 ka

Die Umsetzung der vorgefundenen quantitativen Verhältnisse in ein Strömungs- bzw. Driftrichtungsmodell erfolgte unter der Annahme, dass der Gehalt der Schiefergesteine mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet durch Verdünnung mit Fremdkomponenten abnehmen muss. Weitere Rahmenbedingungen für die Festsetzung eines ersten Modells werden von der Zusammensetzung der übrigen, nicht kristallinen Dropstone Komponenten gegeben (Abb. 24).

Der stärkste Impuls reicht von der mittelnorwegischen Küste nach Westen und Nordwesten. Auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau erhält diese Richtung eine südwärts gerichtete Komponente, der auf dem inneren und südlichen Vöring-Plateau gegenläufige Strömungen gegenüberstehen. Westlich des Vöring-Plateaus sind nach Norden gerichtete Strömungen bestimmend, die sich bis in die Region um Jan-Mayen auswirken. Das Lofoten Becken steht unter dem Einfluss einer west- bis südwestwärts gerichteten Strömung, die in Höhe des 0° Meridian auf nördliche Strömungen trifft und dadurch nach Norden abgelenkt wird. Im kontrastverstärkten Bild (Abb. 25) ist zu sehen, dass sich von der Strömung aus dem Lofoten Becken ein Zweig nach Südwesten abspaltete, der tief in die von nördlichen Strömungen dominierte südliche Norwegische See eindringen konnte.

Wichtigste Merkmale der Strömungen in der nördlichen Norwegischen See sind die in westlicher Richtung durch den 0° Meridian beschränkte Ausweitung und die Entwicklung eines nach Südwesten bis zum äusseren Vöring-Plateau vorstossenden Zweiges. Die zeitliche Veränderlichkeit dieses Strömungssystems wird durch die 2 Driftmodelle (Abb. 24 b/25 b) veranschaulicht. Durch das Aufeinandertreffen süd- bis südwestwärts gerichteter Strömungen aus der nördlichen Norwegischen See mit nord- bis nordostwärts gerichteten Strömungen aus der südöstlichen Norwegischen See entstanden kleinräumige, gegen den Uhrzeigersinn drehende (zyklonische) Wirbel. Zwischen diesen Wirbeln konnte sich zeitweise ein weit nach Süden vordringender Zweig aus der nördlichen Norwegischen See etablieren (Abb. 25 b).

Bei zunehmendem Druck aus Südosten wurde dieser Zweig zurückgedrängt, und es entwickelte sich eine klare 2-Teilung der Norwegischen See. Im Norden dominierten west- und südwestwärts gerichtete Strömungen, im Süden war die Strömung nach Norden bzw. Nordosten gerichtet (Abb. 25 b). Die Hauptdrift der schieferhaltigen Eisberge verlief von der Küste Westnorwegens nach Westen und Nordwesten. Diese Bewegungen wurden in der Norwegischen See von einer südwärts gerichteten Komponente überlagert. Zusammen mit dem Einstrom aus Südosten entstand ein zyklonischer Wirbel.

Dieses Modell soll eine erste Interpretation der räumlichen Verteilung einer ausgewählten Dropstone Komponente darstellen. Es dient als Basismodell für die Rekonstruk-

tion weiterer Strömungsmuster. Im Weiteren folgen Interpretationen, die sich auf die Verteilungsmuster anderer Gesteinstypen stützen.

8.5.2. Quarzite

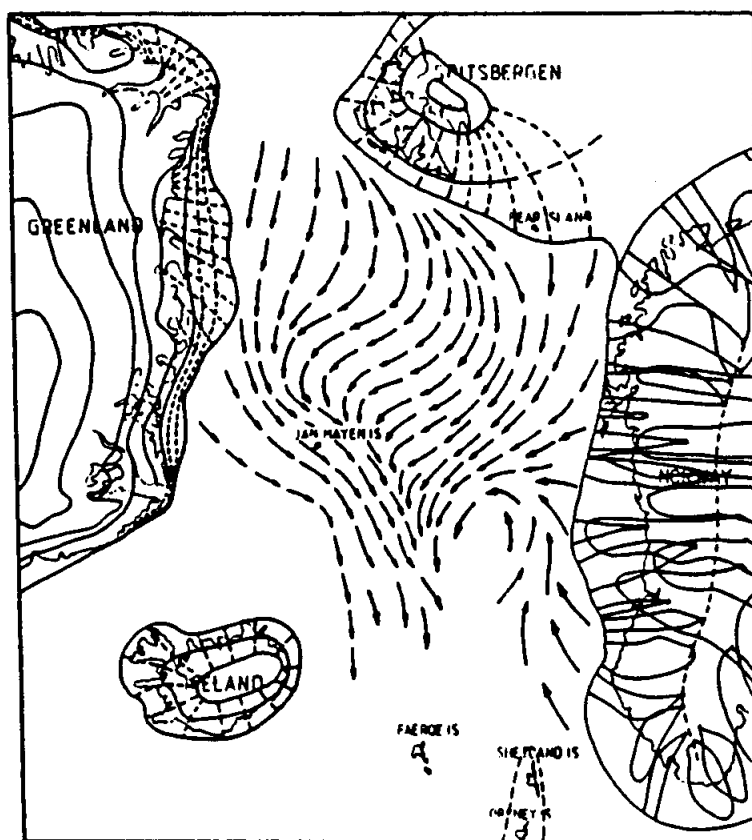
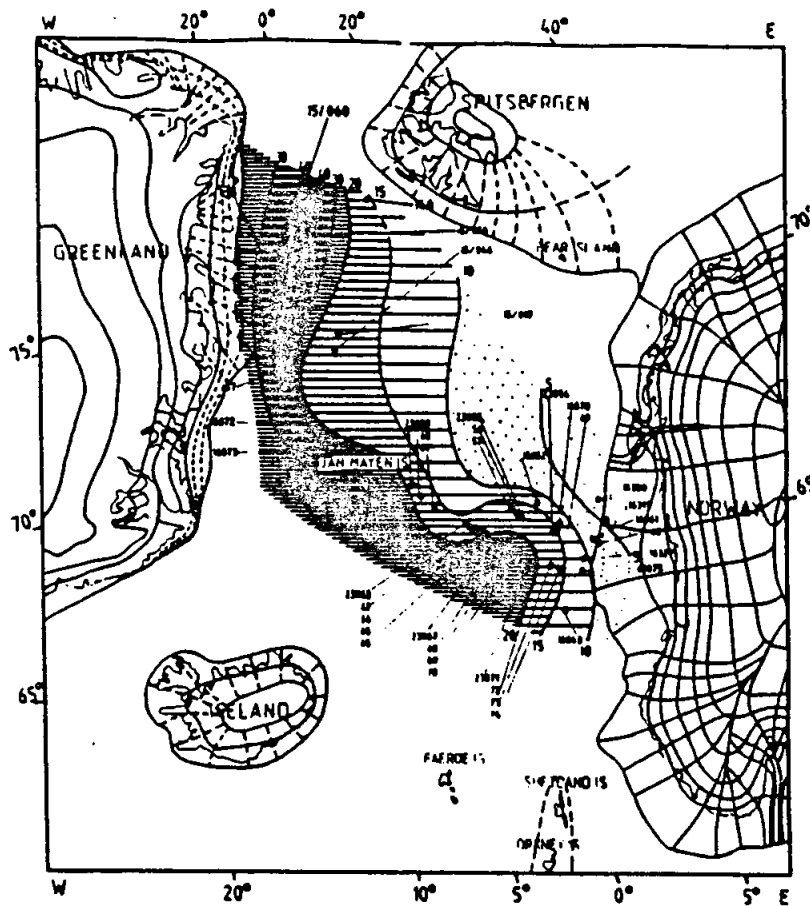
Für die Quarzitverteilung kann ein Verteilungsbild für das gesamte Europäische Nordmeer angegeben werden (Abb. 26). Dazu wurde neben den METEOR II/2 Kernen auch aktuelleres Material von verschiedenen Ausfahrten mit den Forschungsschiffen POLARSTERN und POSEIDON untersucht. Es zeigt sich, dass die Kristallingesteine in der Fram Strasse zum Teil fast zur Hälfte aus Quarziten bestehen (ARK VI/2,15/060), während entsprechende Werte in der Norwegischen See grundsätzlich niedriger sind. Auch in der Fram Strasse gibt es ein ausgeprägtes Gefälle in östlicher Richtung (ARK V/3,140-2).

Der starke Zustrom dieser vorwiegend aus Quarziten bestehenden Kristallingesteine, die vermutlich zirkum-arktischen Ursprungs sind, verläuft in der Grönlandsee nach Südwesten. In der Nähe Jan-Mayens wird ein südlicher Verlauf registriert. Der weitere Strömungsverlauf in der Norwegischen See (Abb. 26) wurde unter der Annahme rekonstruiert, dass die dort abgelagerten Quarzite ihren Ursprung ebenfalls im Umfeld des Arktischen Ozeans haben.

Es hat sich aber herausgestellt, dass Quarzite der Norwegischen See eine andere Farbzusammensetzung aufweisen als die Gesteine der Arktis. Während letztere immer durch eine klare Vorherrschaft grauer und grüner Quarzite gekennzeichnet sind, bestehen Quarzite in der Norwegischen See immer aus vorwiegend hellen, klaren Typen. Demgegenüber sind graue und grüne Varianten weniger bedeutend. Durch dieses Kriterium allein kann aber ein Einfluss arktischer Quarzite in der Norwegischen See nicht grundsätzlich ausgeschlossen werden. Aus der Quarzitverteilung geht klar hervor, dass sich die Gesteine Mittel- und Nordnorwegens im Dropstone Bestand durch sehr geringe Quarzitgehalte (5 %) auszeichnen. Die demgegenüber erhöhten Gehalte in der südöstlichen Norwegischen See (20 %) stammen demnach also aus ihrem südlichen und südöstlichen Einzugsgebiet.

Abb. 26: Quarzitverteilung im Europäischen Nordmeer zwischen 19 und 9 ka (Abb. 26 a) und Interpretation ihrer möglichen Transportwege (Abb. 26 b). In der schwarz dargestellten Zone beträgt der Quarzitanteil innerhalb kristalliner Gesteine über 50 %.

26 a



26 b

8.5.3. Dunkle Metamorphite

Wie bei den Metapeliten ergab auch die Auswertung dunkler Gneise deutlich ausgeprägte regionale Verteilungsmuster. Generell variieren die Durchschnittsgehalte zwischen 12 und 30%, wobei der grösste Teil der Proben sich im Bereich von 12 - 15% bewegt. Die Zone mit niedrigsten Gehalten dunkler Gneise ist auf dem Mittelnorwegischen Kontinentalhang zwischen 64° und 68°N am breitesten (Abb. 27) und reicht vom zentralen Vöring-Plateau bis in die Nähe Jan-Mayens (hell gepunkteter Bereich in Abb. 27 a).

Sie trennt 2 relativ grosse Gebiete mit stark erhöhten Gehalten dunkler Metamorphite voneinander, die in Abb. 27 mit dunkler Signatur dargestellt sind. Im Lofoten Becken und auf dem nördlichen Vöring-Plateau werden über 20% erreicht (nördlicher dunkler Bereich in Abb. 27 a), während die Gehalte in der zentralen Norwegischen See auf 23% und auf dem südwestlichen Vöring-Plateau auf 37% (23074) ansteigen.

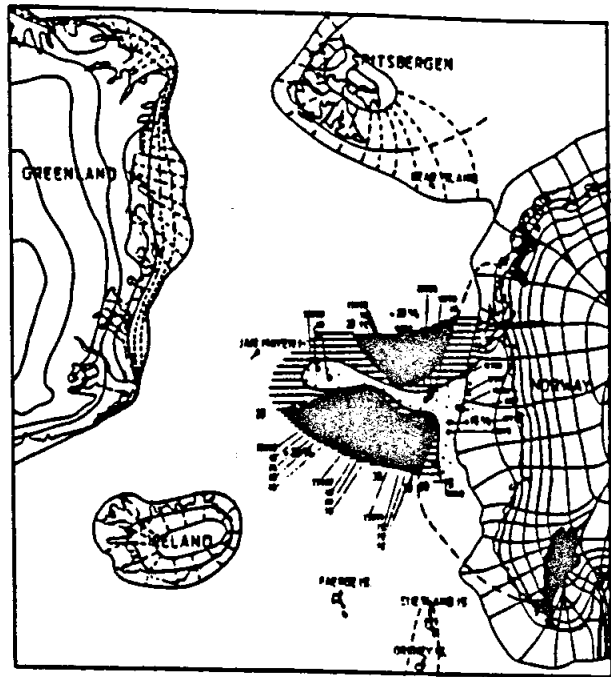
Es existiert keine Verbindung zwischen der nördlichen und südlichen Hochakkumulationszone. Im Gegensatz zur Schieferverbreitung bleibt dieses Bild einer NW - SE streichenden schmalen Zone geringer Gehalte im Mittelteil der Norwegischen See und 2 nördlich und südlich daran grenzender, grösserer Bereiche mit erhöhten Gehalten auch in der zweiten Form der Darstellung erhalten (Abb. 27 b), in der - dem grundsätzlichen Trend entsprechend - die jeweiligen Extremwerte einander gegenübergestellt werden (Abb. 27).

Vom mittelnorwegischen Kontinentalhang erstreckt sich eine schmale Zone mit unter 10% liegenden Werten bis zum nordwestlichen Vöring-Plateau (hell gepunktet). Im Gegensatz dazu steigen die Werte im Lofoten Becken und der zentralen Norwegischen See auf durchschnittlich 25%. Die höchsten Werte überhaupt werden mit 45% auf dem südwestlichen Vöring-Plateau erreicht. Das räumliche Verteilungsbild dunkler Gneise deutet bereits an, dass ihre Herkunft:

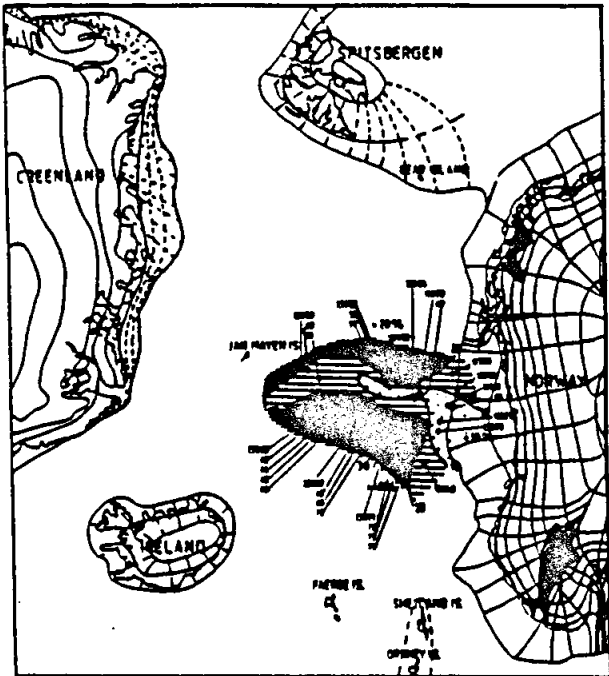
1. nicht (wie bei den Schiefen) in Mittelnorwegen liegen kann, da die Werte in dieser Richtung abnehmen, und
2. dass beide Regionen (das Lofoten Becken und die südliche Norwegische See) Material aus klar voneinander getrennten Liefergebieten bezogen haben.

Abb. 27: Verbreitungsgebiet mafischer Gneise in der Norwegischen See zwischen 19 und 9 ka (Abb. 27 a), kontrastverstärkte Darstellung (Abb. 27 b) und Rekonstruktion der Transportwege (Abb. 27 c). Die 2 wahrscheinlichsten Liefergebiete in Nord- und Zentral Südnorwegen sind mit dunkler Signatur hervorgehoben.

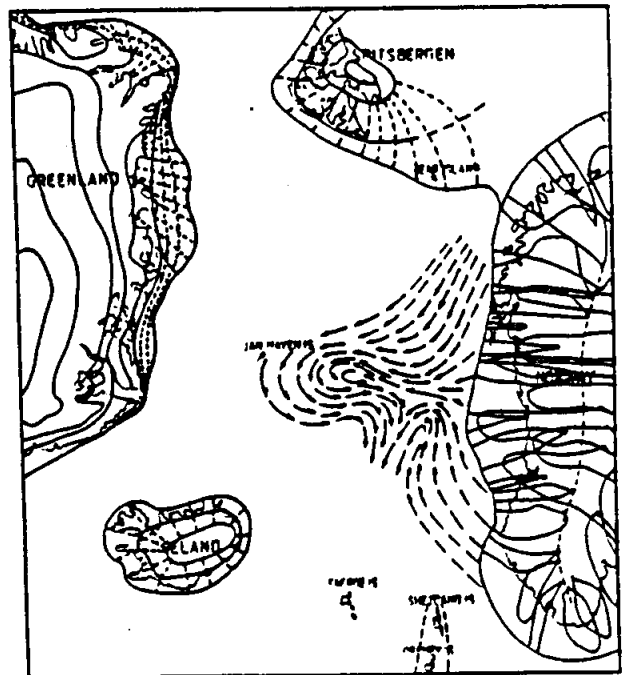
27 a



27 b



27 c



Herkunft der dunklen Gneise

Die metamorphen Gesteinsserien Norwegens, zum Teil als präkambrisches Basement oder kaledonische Decken vorhanden, bestehen in der Regel immer aus Wechselfolgen dunkler und heller Gesteine (Migmatite). Eine solche Differenzierung tritt bei zunehmender metamorpher Beanspruchung auf, wobei eine Trennung zwischen hellen (Quarz, Feldspat) und dunklen (Biotit, Hornblenden, Eisenoxide) Bestandteilen stattfindet, die zu einer Bänderung des Gesteins führt (Mehnert 1968). Aus diesem Grund sind in metamorphen Komplexen helle und dunkle Gneise immer in einem bestimmten quantitativen - und für die betreffende Region charakteristischen - Verhältnis zueinander vorhanden. In Dropstone Proben summieren sich kleinräumige Unterschiede zwischen eng benachbarten Herkunftsgebieten auf, so dass sich mehr oder weniger konstante Durchschnittswerte ergeben, die für weite Bereiche der Norwegischen See Gültigkeit besitzen.

Nur bei einer langfristig gleichbleibenden Zufuhr aus Regionen, die sich durch grundsätzlich verschiedene Verhältnisse zwischen dunklen und hellen Gneisen auszeichnen, kann sich dieses Verhältnis auch entsprechend in der Dropstone Zusammensetzung niederschlagen.

Bei der Bewertung der Dropstone Zusammensetzung werden deshalb relativ starke Abweichungen von Durchschnittswerten als Veränderung des Liefergebietes interpretiert. In Norwegen treten grossräumige hell/dunkel Variationen auf, die semi-quantitativ erfasst und in die geologische Karte Norwegens (Sigmond et al. 1984) eingearbeitet wurden. In den Abbildungen 27 a & b sind die 2 Hauptverbreitungsgebiete mafischer Plutonite und Gneise in Norwegen mit dunkler Signatur dargestellt. In diesen Gebieten besteht das Anstehende vorwiegend aus Amphiboliten, Gabbros, Meta-Vulkaniten, Biot-Qz-Plag-Gneisen usw. und unterscheidet sich damit grundsätzlich von den Migmatiten des Präkambriums (Holtedahl 1960).

Die nördliche Zone liegt in Troms-Finnmark, während sich die südliche Zone an das südliche Schieferverbreitungsgebiet anschliesst (siehe Abb. 24 a & 25 a) und von zentral Südnorwegen (62° N) bis an die Südwestküste Norwegens bei Stavanger-Bergen reicht.

Die dunklen Gneise im Lofoten Becken stammen aus einem anderen Herkunftsgebiet als die der zentralen Norwegischen See und vom südwestlichen Vöring-Plateau. Dieser Schluss ergibt sich aus der räumlichen Trennung der beiden Bereiche mit hohem Anteil dunkler Gneise. Die dazwischenliegende Zone mit geringen Gehalten dunkler Gneise fällt mit dem Hauptverbreitungsgebiet der Schiefer zusammen, womit feststeht, dass die nordwestwärts gerichtete Strömung nicht nur erhebliche Mengen mittelnorwegischer Gesteine in die Norwegische See transportierte, sondern auch eine relativ stabile Barriere für die nördliche und südliche Norwegische See darstellte. Damit wurde eine Vermischung von Gesteinen aus Nordnorwegen und angrenzender Gebiete mit Material aus südlichen Herkunftsregionen (Südkandinavien, Britische Inseln, Faeröer Inseln) weitgehend verhindert.

Die Gesteine der Region Nordland (nördlich des Trondheimfjordes) sind daher nicht nur durch hohe Schiefergehalte, sondern auch durch einen relativ geringen Anteil dunkler

Gneise gekennzeichnet. Der Einfluss dieser Region auf die Dropstone Zusammensetzung ist in nordwestlicher Richtung bis zum NW Vöring-Plateau deutlich, weiter westlich davon in abgeschwächter Form nachweisbar.

Der südlich davon gelegene Bereich ist durch Kristallingesteine anderer Zusammensetzung gekennzeichnet. Schiefer sind unbedeutend und dunkle Metamorphite werden zur dominierenden Komponente. Speziell auf dem südwestlichen Vöring-Plateau werden aussergewöhnlich hohe (45%) Gehalte dunkler Metamorphite registriert. Die Isolinien deuten auf eine südöstliche Herkunft hin, so dass die dunkle Metamorphitzone Südnorwegens (Abb. 27 a & b, südlicher dunkler Bereich) als wahrscheinlichstes Quellgebiet angesehen werden muss. Dafür spricht auch, dass eine ähnliche Struktur auch bei der Verbreitung der Schiefer festgestellt wurde. Bei den Schiefen trat in südöstlicher Richtung eine Abnahme, bei den dunklen Gneisen dagegen eine starke Zunahme ein.

In der südlichen Norwegischen See muss mit einer Addition von Kristallingesteinen der Britischen Inseln und von den Faeröer Inseln gerechnet werden. In dieser Region stehen ausserdem vulkanische Gesteine, Basalte und Diabase in grossflächiger Verbreitung an, die in Dropstones nachgewiesen werden konnten. Kern 23071 enthält in 480 - 500 cm Teufe ein Basaltfragment von den Faeröer Inseln, das im Dünnschliffvergleich identifiziert werden konnte (Wagstein 1984).

Andere im Dünnschliff analysierte Basalte zeigten ähnliche Gefüge wie Basalte von den äusseren Hebriden. Darüber hinaus konnte die Hinterlandszusammensetzung der äusseren Hebriden anhand von 2 Dropstone Proben vom flachen Schelf nordwestlich der Insel Lewis (57-09-33/89) festgestellt werden. Das Material konnte auf einem Kern-Workshop der Londoner Konferenz 'Glacimarine Sedimentation: Processes and Environments' aus einem 6.3 cm Kolbenlot gewonnen werden.

Das Material repräsentiert die Zusammensetzung der im Hinterland anstehenden Lewisian Gneiss Gesteine. Es ist durch einen relativ hohen Anteil (27%) dunkler Gneise gekennzeichnet, der aber allein nicht ausreicht, um die bis auf 45.4% ansteigenden Gehalte des südwestlichen Vöring-Plateaus zu erklären. Dies ist nur möglich, wenn das Material grösstenteils aus einer Gegend stammt, die überwiegend aus dunklen Metamorphiten besteht. Ein Zustrom von der Grönländischen Seite ist mit ziemlicher Sicherheit auszuschliessen, denn Dropstones aus dem Meeresraum westlich von Jan-Mayen haben qualitative Charakteristiken, die von denen der Norwegischen See stark abweichen. So liegt der Gehalt klastischer Sedimentgesteine zwischen Jan-Mayen und der Ostgrönländischen Küste immer über 40 %. In der zentralen Norwegischen See werden dagegen nur 20 % erreicht. Ähnlich hohe Anteile klastischer Sedimentgesteine wie in der Grönlandsee fand Wohlfeil (1983) in erratischen Geröllen von der Island Faeröer Schwelle, wobei eine leichte Präferenz der Ostseite festzustellen ist. Die Eisdrift in diesem Bereich war vermutlich relativ gleichförmig.

Das Eis aus der Grönlandsee driftete nach Süden über die Island-Faeröer-Schwelle in den Nordatlantik.

Der Strömungsverlauf

Die Verteilung dunkler Gneise spiegelt das schon aus der Schieferverbreitung abgeleitete Muster wieder. Es gibt eine deutliche Trennung zwischen einer nördlichen Zone, die das Lofoten Becken und das nördliche Vöring-Plateau umfasst, und einem südlichen Bereich, zu dem die zentrale Norwegische See und das südwestliche Vöring-Plateau gehören (Abb. 27). Dazwischen befindet sich eine Zone, in der west- bis nordwestwärts gerichtete Strömungen vorherrschten. Nördlich davon dominierten west- bis südwestwärts gerichtete Strömungen. Aus dem südöstlichen Randbereich der Norwegischen See stiessen nordwärts gerichtete Strömungen in die zentrale und westliche Norwegische See vor. Ein davon nach Nordosten abzweigender Arm entwickelte sich auf dem Vöring-Plateau zu einem kleinen, zyklonischen Wirbel.

8.5.4. Helle Kristallingesteine

Der prozentuale Anteil heller Kristallingesteine beträgt in der Regel über 50% und variiert zwischen 36 und 73%. Es gibt weisse, rote, gelbe, orange- und rosafarbene Typen, wobei weisse - klare Quarz/Plagioklasgesteine (ca. 50%) vor roten (15%) und gelben (18%) Typen dominieren. Orangefarbene Gneise und Granite (12%) sind von geringerer Bedeutung. Rosafarbene Kristallingesteine tragen weniger als 5% zum Bestand bei. Plagioklasreiche, weisse Gesteine dominieren in der westlichen Norwegischen See und im Lofoten Becken, wobei der Anteil dieser Lithologien in westlicher Richtung von 43 - 57 % (im Lofoten Becken) auf 50 - 60 % (in der westlichen Norwegischen See) ansteigt. Auf dem nordwestlichen und zentralen Vöring-Plateau liegen die Durchschnittswerte bei 44%, wobei die Schwankungsbreite von 34 - 52% reicht. Diese quantitativen Schwankungen geben Hinweise auf die Veränderlichkeit der Liefergebiete. In der westlichen Norwegischen See liegt der Schwankungsbereich bei 10% und wird nach Osten konstant grösser. Auf dem Vöring-Plateau ist die Variabilität der Werte mit 18% fast doppelt so hoch. Die näher an Norwegen gelegenen Stationen haben Eisdriftmaterial aus unterschiedlichsten Regionen empfangen, so dass das Verhältnis zwischen Plagioklas- und Kalifeldspatgesteinen starken Schwankungen unterworfen war.

In der westlichen Norwegischen See erfolgte eine konstantere Zufuhr von relativ gleichförmigem, plagioklasreichem Material.

Innerhalb der kalifeldspatreichen Gesteine gibt es eine leichte Vorherrschaft gelber Typen vor orangefarbenen und roten Gesteinen. Höchste Gehalte roter Kristallingesteine werden auf dem Vöring-Plateau registriert, wo die Werte auf über 30% ansteigen können. In der westlichen Norwegischen See und im Lofoten Becken werden dagegen nur maximal 20% erreicht. Parallel dazu verläuft ein Anstieg rosafarbener Gesteine, die auf dem Vöring-Plateau auf konstant höherem Niveau liegen als in der westlichen Norwegischen See. Auf dem Vöring-Plateau streuen die Werte zwischen 2 und 12%,

während in der westlichen Norwegischen See nicht mehr als 4% rosafarbene Gneise und Granite (Pegmatite) auftreten.

Weisse Kristallingesteine

Die räumliche Verbreitung weisser Kristallingesteine, die hauptsächlich aus den Mineralkomponenten Quarz, Plagioklas und Mikroklin bestehen zeigt weitgehende Übereinstimmung zur Schieferverbreitung. In Abb. 28 ist deutlich eine schmale, Ost-West streichende Zone zu erkennen, in der der Anteil weisser Kristallingesteine über 35 % beträgt. Nach Süden und Südwesten fallen die Werte auf unter 20 % ab, wobei die niedrigsten Gehalte auf dem südwestlichen Vöring-Plateau (23071) erreicht werden.

Auch aus dieser Verteilung geht eine von Südwesten nach Nordosten vorstossende Zone (hell gepunkteter Bereich) hervor, die durch geringe Gehalte weisser Kristallingesteine gekennzeichnet ist. Das Herkunftsgebiet der weissen Kristallingesteine ist offenbar mit dem der Schiefer identisch. Deshalb können auch diese Gesteine auf die Region Nordland - Troms zurückgeführt werden. Die nach Süden und Südwesten abfallenden Werte entstehen durch zunehmende Vermischung mit Gesteinen anderer Herkunft.

Das Driftmodell (Abb. 28 b) zeigt im nördlichen Teil westwärts gerichtete Bewegungen, während sich auf dem südlichen Vöring-Plateau und in der zentralen Norwegischen See ein verstärkter Einfluss nordwärts gerichteter Strömungen abzeichnet. Auch diesmal zeigt sich erneut das Bild einer Art 'Drehscheibe' zwischen nordwärtigen und süd- bis südwestwärts gerichteten Strömungen in der mittleren Norwegischen See. Dabei wird der nördliche und westliche Teil stärker durch süd- bis südwestwärtige Strömungen beeinflusst als südliche Norwegische See. Dort herrschen vorwiegend nord- bis nordostwärts gerichtete Strömungen vor. Das Netto-Resultat aus diesen gegenläufigen Bewegungen ist ein zyklonischer Wirbel in der zentralen Norwegischen See.

Rote Kristallingesteine

Der Anteil roter Kristallingesteine liegt zwischen 7 und 15 % mit höchsten Werten auf dem südlichen und nordwestlichen Vöring-Plateau (Abb. 29 a, dunkle Signatur). Die geringsten Gehalte werden im nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes erreicht (Abb. 29 a, hell gepunktet). Das Gefälle verläuft von Südwesten nach Nordosten. Durch eine etwa N-S verlaufende Linie wird ein Bereich relativ niedriger Werte (8 %) im Nordosten von einer Zone mit höheren Gehalten (12 %) im Südwesten getrennt. Diese Linie trennt die Einflussosphäre Mittel- und Nordnorwegens (im Nordosten) von dem Einflussbereich Südkandinavien-Schottland-Faeröer Inseln (im südwestlich-zentralen Teil). Der südliche Einfluss mit hohem Anteil roter Kristallingesteine reicht weit in die nördliche Einflussosphäre hinein. Dabei ist der Einstrom aus Süden

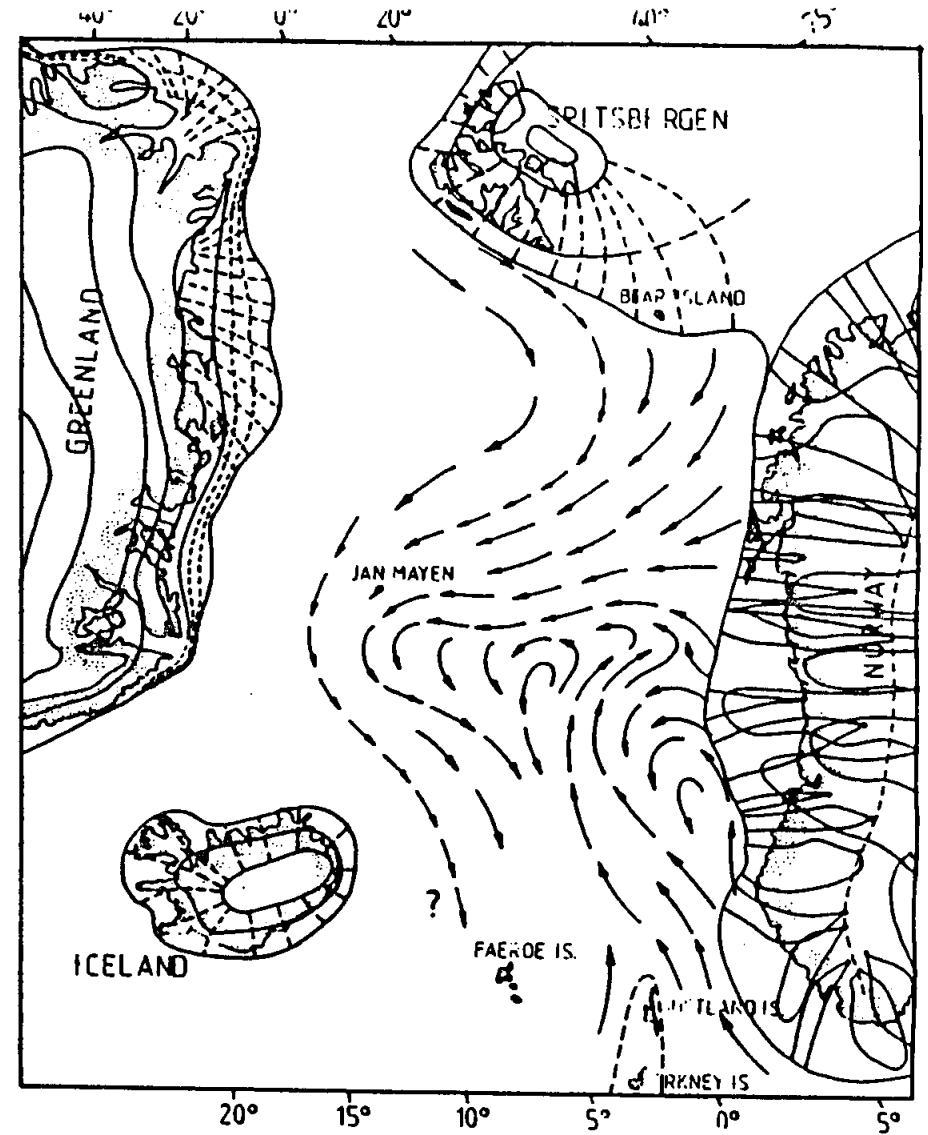
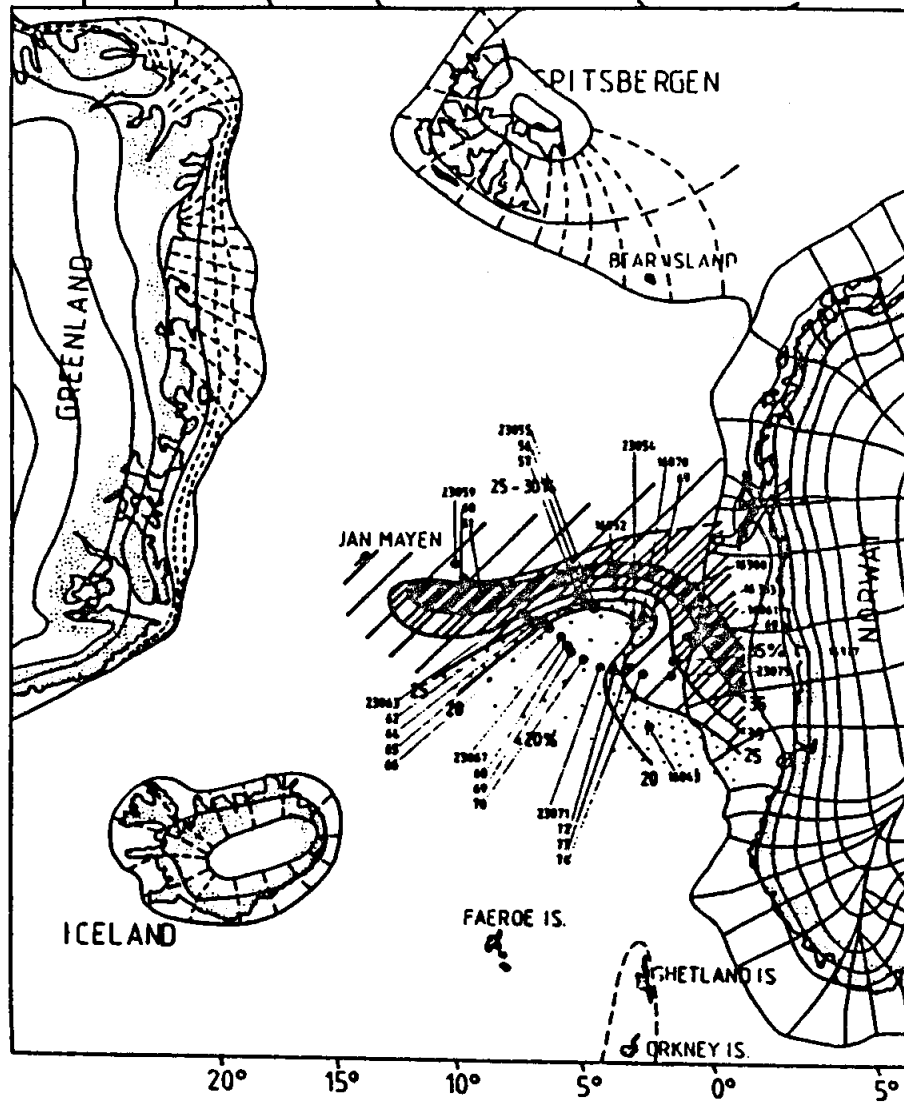
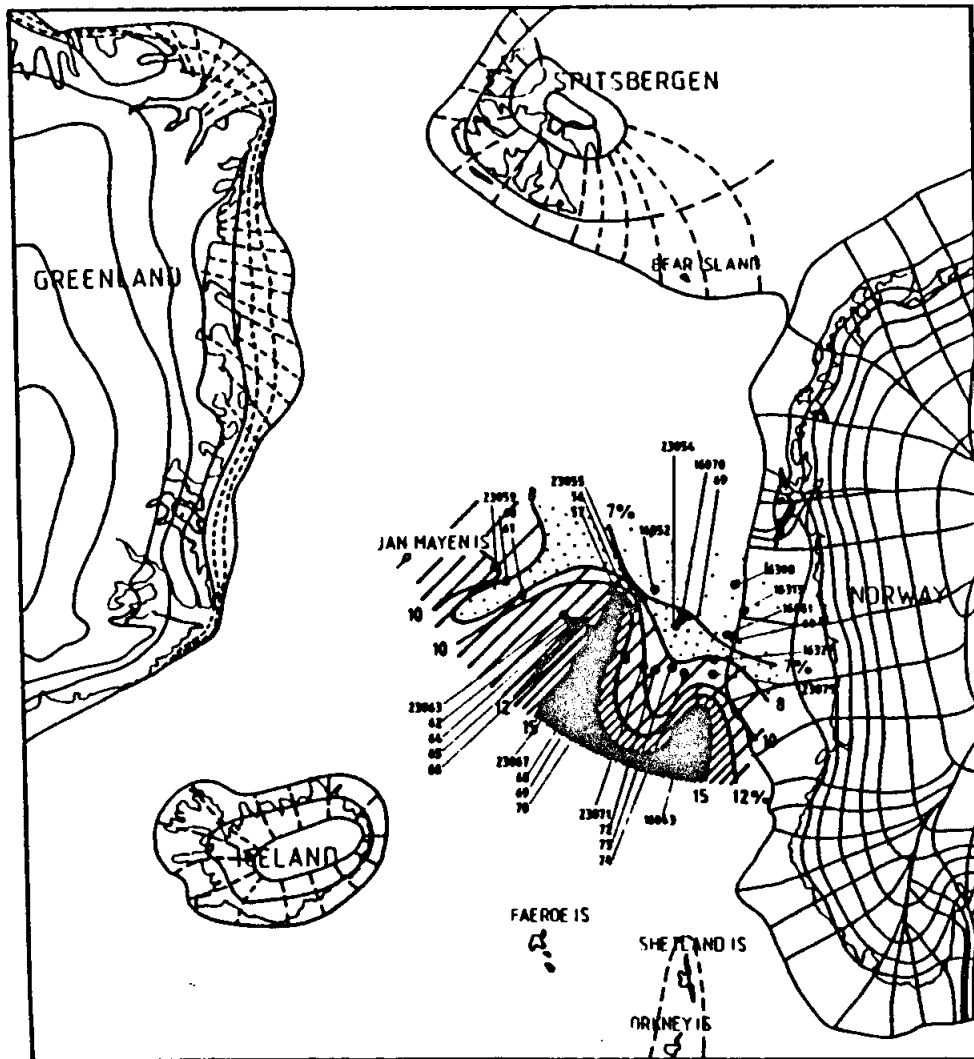


Abb. 28: Häufigkeitsverteilung plagioklasreicher Kristallingesteine in der Norwegischen See für den Zeitraum von 19 - 9 ka (Abb. 28 a) und ihr vermutlicher Driftweg (Abb. 28 b).

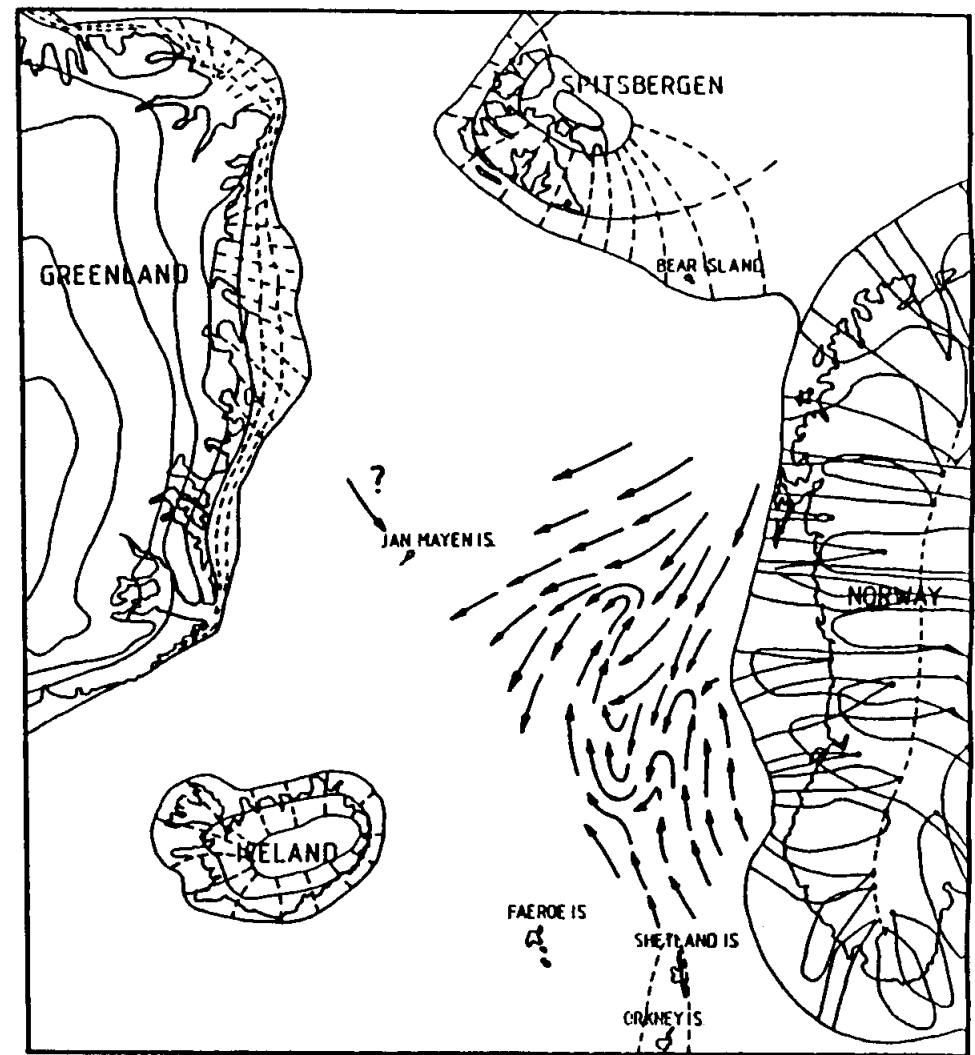
28 a

28 b



29 a

Abb. 29: Verbreitungsgebiet roter Kristallingesteine von 19 - 9 ka (Abb. 29 a) und Driftmodell, das sich aus ihrer Verbreitung ergibt (Abb. 29 b).



29 b

wieder in 2 Arme aufgespalten (dunkle Bereiche). Beide Arme mit erhöhten Gehalten roter Kristallingesteine grenzen direkt an die Zone mit hohen Gehalten (-45 %) dunkler Gneise.

Der Grund dafür könnte in der Zusammensetzung der Gesteine westlich und südöstlich der dunklen Gneis Zone Zentral Südnorwegens (siehe Abb. 27 a & b) liegen. In der Modellvorstellung (Abb. 29 b) wird deshalb eine alternative Hypothese vorgestellt, die die 2-geteilte Verbreitung roter Kristallingesteine als das Resultat gegenläufiger Strömungen interpretiert. Die Verzweigung entsteht durch eine nach Südwesten vorstossende Strömung, in der Eisberge aus Nordnorwegen trieben. Die von dort stammenden Gesteine sind offenbar durch einen plagioklasreichen Mineralbestand gekennzeichnet. Das Aufeinandertreffen süd- und nordwärts gerichteter Strömungen hat den aus Süden vordringenden Strom in 2 Arme aufgespalten, zwischen denen sich eine Zone mit Komponenten aus Nordnorwegen bis zum südwestlichen Vöring-Plateau vorschob.

9. Zeitliche Veränderungen der Dropstone Zusammensetzung

Durch die präzise Datierung der Sedimente konnten die Veränderungen der Eisdrift 6 genau definierten Zeitperioden zugeordnet werden. Die Sedimente erlauben eine lückenlose Rekonstruktion bis ca. 29 ka. Folgende 6 Phasen werden unterschieden:

1. 29 - 19 ka
2. 19 - 16 ka
3. 16 - 14 ka
4. 14 - 11 ka
5. 11 - 9 ka
6. 9 ka - Rezent (Holozän)

Entsprechend dem geologischen Ablauf der Ereignisse wird mit der Darstellung in der Vergangenheit (29 ka) begonnen und die Veränderungen bis zum Holozän beschrieben.

Allgemeine Grundzüge

In diesem Abschnitt, der eine Einleitung in das Kapitel über zeitabhängige Veränderungen des Eisdriftmaterials darstellt, werden anhand von Durchschnittswerten die besonderen Merkmale jeder der o. a. 6 Phasen vorgestellt. Als Datenbasis dienen die Durchschnittswerte aller Proben des betreffenden Zeitintervalles (zum Beispiel 19 - 16 ka) aus

der gesamten Norwegischen See. Es wird gezeigt, dass die Zusammensetzung der Dropstones in der Norwegischen See nicht nur regional (wie in den vorangehenden Kapiteln dargestellt) stark variiert, sondern auch generelle zeitabhängige Unterschiede in der Dropstone Beschaffenheit bestehen.

Der stärkste Unterschied ist der Wechsel von einer von Kristallingesteinen beherrschten Dropstone Zusammensetzung im älteren Teil zu einer Vorherrschaft von Sedimentgesteinen im jüngeren Abschnitt.

Von 29 ka - 16 ka ist die Dropstone Zusammensetzung in der Norwegischen See von Kristallingesteinen geprägt. Den Hauptanteil dieser Teilfraktion stellen feinkörnige Gneise und Quarzite, deren Anteil zum Jüngeren kontinuierlich abnimmt. Die höchsten Gehalte werden zwischen 29 und 26 ka in der östlichen Norwegischen See registriert. Danach erfolgt eine stetige Abnahme mit Tiefstwerten zwischen 16 und 14 ka. Im Gegensatz dazu steigt der Anteil klastischer Sedimentgesteine. Von 29 bis 19 ka liegt er bei durchschnittlich 10.5 %, um 16 ka bei 15.4 %, und um 14 ka bereits bei 22.1 %. Zwischen 14 und 11 ka wird der Maximalwert von 23.7 % erreicht. Auf die räumliche Verbreitung der Sedimentgesteine wird in den nachfolgenden Kapiteln detaillierter eingegangen.

Granite, Gabbros, Vulkanite und Schiefer zeigen keine zeitabhängigen Verteilungsmuster. Auffällig ist der relativ konstante Quarzanteil, während Feldspäte synchron zu den klastischen Sedimentgesteinen ansteigen. Der Feldspatanstieg verläuft von 29 bis 14 ka stetig (von 10.9 auf 26.2 %) und fällt dann bis 9 ka wieder auf 13.9 % ab. Die Ursachen für diesen Feldspatanstieg sind schwer zu beurteilen. Eine Abstammung der Feldspäte aus feldspathaltigen Sandsteinen, Arkosen und Konglomeraten ist möglich, denn klastische Sedimentgesteine mit hohem Feldspatgehalt sind in Dropstones aus der Norwegischen See fast immer, wenn auch in relativ geringen Proportionen vorhanden. In den Ergebnislisten (siehe Anhang, Datentabellen) sind sie unter den Begriffen 'helle Sandsteine, graue, rote, orange und gelbe Quarzite' aufgeführt.

Die Dünnschliffanalyse zeigte, dass eine Gegenkorrelation zwischen dem Anstieg grauer und schwarzer Silt- und Tonsteine aus der Svalbard/Barents See Region und dem Auftreten o. gen. feldspatreicher Sandsteine und Arkosen besteht. Die zusammen mit den Barents See Gesteinen auftretenden Sandsteine enthalten ausser Quarz lediglich Quarzit, Chert und geringe Mengen schlecht identifizierbarer Gesteinsfragmente. In den wenigen feldspathaltigen Sandsteinen findet sich meistens nur Plagioklas. Wenn diese Gesteine oder etwaige grobkörnigere Äquivalente durch Eiserosion in ihre Kornkomponenten zerfallen wären, so würden die Zerfallsprodukte aus Quarz, Quarzit und Kieselgestein bestehen. Der Feldspatgehalt würde dadurch nicht ansteigen. Dagegen könnten Meta-Arkosen durch ihren Zerfall grosse Mengen monokristalliner Feldspatkörner liefern. Diese Gesteine bestehen zu über 50 % aus Orthoklas, Mikroklin und Perthit.

Im Dünnschliff zeigten sich starke Übereinstimmungen zwischen diesen Meta-Arkosen aus der Norwegischen See und Gesteinen aus der Zentral Südnorwegischen Sparagmit Formation (Bjørlykke et al. 1976). Die Sparagmite sind gering metamorph und enthalten zum Teil karbonatische Bindemittelreste. Darüber hinaus ist auch die Form der Korn-

komponenten vergleichbar. In Dropstones wie auch in norwegischen Vergleichsproben, die im Rahmen einer 2-wöchigen Studie in Oslo untersucht wurden, sind die Kornkomponenten meistens sehr gut gerundet. Daneben kommen auch fanglomeratische Typen vor, die nach nur kurzem Transportweg wieder abgelagert wurden und deshalb ein sehr weites Rundungsgradspektrum zeigen. In diesen Gesteinen können neben sehr gut gerundeten auch eckige Körner enthalten sein.

Es ist auffallend, dass die verschiedenen Feldspattypen ihr jeweiliges Maximum zeitversetzt erreichen. Weisse Feldspäte, zu denen vorwiegend Plagioklas und Mikroklin zählen, erreichen ihr Maximum zwischen 19 und 14 ka. In dieser Zeit bleibt ihr Anteil relativ konstant bei ca. 17.5 %, obwohl zwischen 19 und 16 ka geringfügig höhere Werte (17.9 %) erreicht werden. Das Maximum bei orange-roten und gelben Feldspäten (Alkalifeldspäte, vorwiegend Orthoklas und Perthit) wird dagegen erst in der Periode von 16 - 14 ka erreicht. In dieser Zeit liegt der Anteil roter/orangefarbener Typen bei 5.2 % und der Gehalt gelber Feldspäte bei 3.7 %.

Nach 14 ka wird der Abfall des Feldspatgehaltes vorwiegend durch den Rückgang von Plagioklas und Mikroklin hervorgerufen, deren Anteil von 17.3 % auf 8.8 % zurückgeht. Im Vergleich zu diesem relativ starken Rückgang von 8.5 % sind die entsprechenden Verluste bei roten und orangefarbenen (1.6 %) sowie gelben (2.0 %) Feldspäten deutlich geringer.

Möglicherweise zeichnet sich aus dem Rückgang von Plagioklas und Mikroklin eine bedeutsame Verschiebung des Liefergebietes ab. Bis ca. 14 ka waren weisse Feldspäte dominierend vor rötlichen, so dass der Hauptanteil dieser Mineralfraktion aus einer Region stammen musste, in der vorwiegend plagioklas- und mikroklinführende Gesteine auftreten. Nach 14 ka hat sich das Liefergebiet in eine Region mit höherem Anteil von kalifeldspatführenden Gesteinen verlagert.

Kreidepartikel sind mit Blick auf die Herkunft des Eisdriftmaterials besonders aussagekräftig, da sie nur südlich von 59°30' N anstehen (Hancock 1984) und damit eine Anlieferung aus südlichen Regionen anzeigen. Der Kreideanteil liegt meistens unter 0.5 %, kann aber zwischen 19 und 14 ka auf über 2.0 % (23056-2, 17 - 24 cm) ansteigen. Zwischen 14 und 9 ka fällt der Kreideanteil auf Werte unter 0.2% ab. Die Hauptrichtung, aus der diese Komponenten in die Norwegische See transportiert wurden, wechselte mehrfach. Bis 14 ka empfangen alle Stationen Kreide aus dem Südosten der Norwegischen See. Nach 14 ka geht der Kreidegehalt durch einen nach Süden gerichteten Einstrom (mit klastischen Sedimentgesteinen) auf das Vöring-Plateau stark zurück. Dadurch kann die Kreide zeitweise völlig verdrängt werden.

9.1. Die Phase 29 - 19 ka (Hochglazial)

In dieser Zeit gibt die Kreideverbreitung Aufschluss über vorherrschende Strömungsrichtungen. Es gibt ein deutliches Gefälle vom südlichen Vöring-Plateau zur zentralen/westlichen Norwegensee. Der höchste Kreidgehalt (1.8 %) wird zwischen 27.1 und 25.8 ka in Kern 23071-3 erreicht, während der landnähere Kern 23074-1 nur 0.7 % erhielt. Von 26 - 19 ka verschob sich das Hauptablagerungsgebiet der Kreide nach Osten. Jetzt empfing das SE Vöring-Plateau (23074-1) den höchsten Kreideanteil (1.4 %) und Station 23071 nur noch 0.7 %. Kern 23068-3 aus der zentralen Norwegischen See erhält in der Zeit von 27.8 - 22.7 ka keine Kreide. Alle anderen Stationen in der westlichen Norwegischen See und auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau sind durch gleichbleibend niedrige Gehalte von 0.4 - 0.5 % gekennzeichnet.

Genau entgegengesetzt wie der Kreidgehalt verhalten sich Kalksteine und Dolomite in Station 23074. Bei hohen Kreidgehalten liegt der Anteil der übrigen Karbonatgesteine bei 0.6 %, bei geringem Kreidgehalt aber bei 1.4 %. Weiter westlich, in Station 23071 addieren sich die Prozentwerte. Hier sind hohe und niedrige Kreidewerte auch mit entsprechend hohen (2.6 %), bzw. geringen (0.2 %) Kalksteingehalten verbunden. In Station 23068, die keine Kreide enthielt, werden die höchsten Kalksteingehalte (2.6 %) erreicht. Alle übrigen Stationen enthalten nur niedrige Anteile von Kalken und Dolomiten (0.1 - 0.4 %).

Umgekehrt wie der Kreidgehalt verhält sich der Anteil klastischer Sedimentgesteine. Bei hohem Kreideanteil ist er gering, bei niedrigem Kreideanteil nimmt er zu. Die niedrigsten Werte (5.5 %) zeigt Station 23074 am mittelnorwegischen Kontinentalhang. Dort ist zwischen 27 und 23 ka ein leichter Anstieg von 4.3 auf 6.6 % festzustellen, der weiter westlich in Station 23071 schon deutlicher ausgeprägt ist (8.3 auf 17.3 %).

Parallel dazu erhöht sich der Gehalt von Graniten und Dioriten von 1.9 % auf 11.4%, während diese Lithologien am Norwegischen Kontinentalhang nahezu unbedeutend sind (0.2 - 1.2 %). Dagegen liegen die Werte für Granite/Diorite in der zentralen Norwegischen See und auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau zwischen 6 und 8 %. In der zentralen und westlichen Norwegischen See variieren die Gehalte klastischer Sedimentgesteine zwischen 11.7 und 15.3 %.

Anhand der qualitativen Zusammensetzung der klastischen Sedimentgesteine lässt sich die Norwegische See deutlich in 3 Einflussphären unterteilen:

- Im südöstlichen Teil bestehen die Sedimentgesteine fast nur aus grauen Siltsteinen. Der starke Anstieg des Sedimentgesteinsanteils in Kern 23071-1 wird durch hellgraue Sand- und schwarze Tonsteine hervorgerufen.
- In der zentralen/westlichen Norwegischen See werden ebenfalls relativ hohe Gehalte schwarzer Tonsteine (4.0 %) registriert, die Anklänge an die Zusammensetzung des Kerns 23071-1 zeigen.

- Zwischen beiden Bereichen liegt bei Station 23068 ein Bereich mit ungewöhnlich hohen Gehalten roter (4.2 %) und brauner (2.9 %) Silt- und Sandsteine. Dieses Merkmal zeigen in abgeschwächter Form auch die Kerne 23056-2 und 23057-1 vom nord-westlichen Vöring-Plateau.

Die Station 23074 unterscheidet sich auch durch weitere Kennzeichen von allen anderen Stationen in der Norwegischen See. Monokristalline Mineralkörner bestehen fast nur aus Quarz (38 %), während weisse Feldspäte weit dahinter zurückfallen (10 %). Alkalifeldspäte sind nahezu unbedeutend (1.4 - 3.3 %). Der Quarzitgehalt ist mit durchschnittlich 4.0 % ebenfalls deutlich niedriger als bei allen weiter westlich gelegenen Stationen (Abb. 30).

Möglicherweise ist in diesen qualitativen Merkmalen und der verhältnismässig geringen zeitabhängigen Veränderlichkeit der Dropstone Zusammensetzung die Information der lithologischen Beschaffenheit des Norwegischen Hinterlandes zwischen ca. 64°N und 61°N enthalten. Zu ähnlichen Schlussfolgerungen kommt auch Høltedahl (1988) in seiner Untersuchung der Geröllfraktion von Oberflächensedimenten des südwestlichen Norwegischen Schelfes. Er stellt starke Einflüsse des kristallinen Hintergrundes fest und betont den Anteil von Silt- und Sandsteinen, die in Westnorwegen nicht an der Oberfläche anstehen. Da auch Kreide in der Grobfraction enthalten ist, wird die Präsenz der Silt- und Sandsteine auf im Untergrund des Schelfs anstehende Mesozoische Formationen zurückgeführt. Der im Gehalt klastischer Sedimentgesteine beobachtete Anstieg zum Ende der Periode zwischen 26 - 19 ka könnte deshalb durchaus im Zusammenhang mit einem erneuten Vorrücken des Inlandeises bis zur maximalen Ausdehnung zur Zeit des letzten glazialen Maximums (20 - 18 ka) stehen. Die Eisfront soll zu der Zeit am äusseren Schelfrand gelegen haben (Andersen 1981), so dass subglaziale Erosion von Sedimentgesteinen, die auf dem Schelf anstehen (Bøe et al. 1988, Bugge et al. 1984, Røkenengen 1986), möglich war.

Wenn dieser Erosionsprozess aber wirklich bedeutend gewesen wäre, sollten mehr als nur die beobachteten 6.6 % Sedimentgesteine zu erwarten sein.

9.2. Die Phase 19 - 16 ka (Glaziales Maximum und frühe Termination I)

Auch in dieser Phase (19.2 - 17.5 ka) zeigt Station 23074 dieselbe Zusammensetzung wie während der vorangegangenen 10 ky. Der durchschnittliche Quarzitgehalt aller Proben geht weiter zurück und erreicht einen ersten Tiefststand mit nur 2.2 %. Die Zone mit maximalem Kreidgehalt hat sich jetzt weit nach Westen verlagert. Mit 2.2 % wird der Maximalwert auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau erreicht, aber auch die westlichsten Stationen 23059/-60 enthalten mit 0.9 - 1.5 % ebenfalls deutlich überdurchschnittliche Gehalte. In der zentralen Norwegensee und auf dem südlichen Vöring-Plateau liegen die entsprechenden Werte bei ca. 0.6 %.

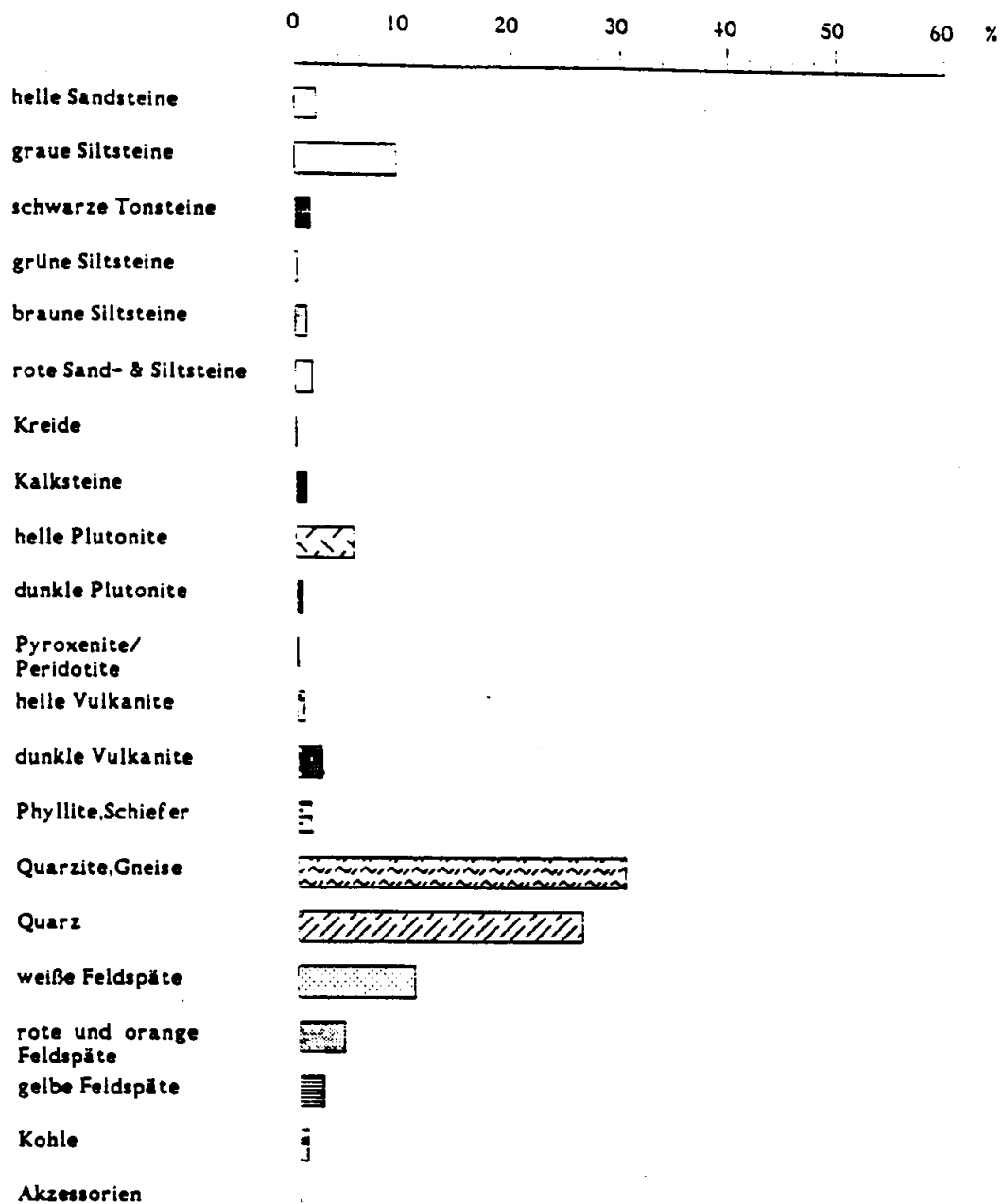


Abb. 30: Durchschnittswerte für die Dropstone Zusammensetzung auf dem südöstlichen Vöring-Plateau (23074-3, berechnet aus 6 Proben aus dem Intervall von 27.8 - 9.1 ka).

Deutlich ansteigende Werte in westlicher Richtung zeigen Vulkanite und schwarze Tonsteine, deren Maxima in den Kernen 23060 (Vulkanite) und 23059 (Basalte) erreicht werden. Bei den vulkanischen Gesteinen ist die Betonung der westlichen Norwegischen See besonders ausgeprägt. Die im südöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes gelegenen Kerne 23071-1 und 23074-1 enthalten fast keine vulkanischen Gesteine. Auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau und in der zentralen Norwegischen See (23064/-65) liegen die Gehalte bei ca. 0.8 %. Da sich die meisten dieser vulkanischen Gesteine in Gefüge und Mineralbestand stark ähneln, ist ein gemeinsames Herkunftsgebiet nicht auszuschliessen. Die Basalte bestehen aus relativ grossen Augitkristallen mit eingeschlossenen Plagioklasleisten, Klinopyroxen und Olivin. Ein Olivinbasalt (23071, 4.80 - 5.00 m) konnte im Dünnschliff eindeutig identifiziert werden und stammt von den Faeröer Inseln. Auch vom Nordwesten der Britischen Inseln ist mit einem bedeutenden Eintrag vulkanischer Gesteine zu rechnen.

Während in der Norwegischen See maximal 3.0 % erreicht werden, steigt der Basaltanteil in Dropstones vor den äusseren Hebriden (57-09-33) auf über 13 %.

Eine isländische Abstammung der Vulkanite kann relativ sicher ausgeschlossen werden. Wohlfeil (1983) hat in seiner Analyse eistransportierter Gerölle von der Island Faeröer Schwelle eine sehr starke Abnahme allochthoner Basalte in nordöstlicher Richtung festgestellt. Dafür ist hauptsächlich der andere Strömungsverlauf in dieser Meeresregion (siehe Abb. 15) verantwortlich. Der Silt- und Sandsteingehalt entspricht den Werten aus der nordwestlichen Islandsee zwischen Ostgrönland und Jan-Mayen, so dass von einem Einstrom aus dieser Region ausgegangen werden kann. Die Kerne 147-1 und 150-2 aus diesem Meeresraum weisen Gehalte klastischer Sedimentgesteine von 57 - 83 % auf.

In der zentralen und westlichen Norwegischen See werden solche Gehalte nicht erreicht. Die Sedimentgesteine sind vermutlich teilweise arktischen Ursprungs, stammen aber grösstenteils aus den Mesozoischen Formationen der Ostgrönländischen Küste zwischen 72°N und 76°N (Birkelund & Perch-Nielsen 1976). Dieses Material über die Island-Faeröer-Schwelle in den Nordatlantik gelangt. Diese Strömung hat einen nach Nordosten gerichteten Eintrag isländischer Vulkanite in die Norwegische See verhindert.

Wahrscheinlich ist, dass die meisten Basalte in der Norwegischen See von Nordwestschottland und den Faeröer Inseln stammen. Sie sind mit einer nordwärts gerichteten Strömung westlich des (mit Kreide befrachteten) Einstroms aus der nördlichen Nordsee und dem südkandinavischen Raum in die zentrale und westliche Norwegische See gelangt.

Dies würde auch die regionale Kreideverteilung erklären. Die Kreide wurde mit Eisbergen durch die Norwegische Rinne in die südöstliche Norwegensee transportiert, weshalb das Kreidemaximum auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau liegt, während der Gehalt vulkanischer Gesteine westlich davon ansteigt.

Im Kontrast zur gemeinsamen Herkunft der vulkanischen Gesteine müssen die schwarzen Tonsteine möglicherweise auf 2 verschiedene Herkunftsgebiete zurückge-

führt werden. Eines davon muss sich im Westen oder Nordwesten der Norwegischen See befunden haben, worauf die eindeutig in dieser Richtung ansteigenden (von 0.9 auf 6.3 %) Werte hindeuten. In der zentralen Norwegischen See gibt es eine Senke mit minimalem Anteil schwarzer Tonsteine. Ein anderes Herkunftsgebiet muss für die um 2.2 % liegenden Gehalte auf dem südlichen Vöring-Plateau (23071/-74) verantwortlich sein.

Ein ähnlicher Verteilungstrend wie für die vulkanischen Gesteine zeichnet sich auch für Granite, Diorite etc. ab. Den Maximalwert von 18.5 % erreichen sie in der westlichen Norwegischen See (23060). Nach Osten und Südosten fallen die Werte stark ab, in der zentralen Norwegischen See werden nur noch 6.3 %, auf dem südlichen Vöring-Plateau nur noch 0.9 % erreicht.

Dagegen nehmen Metamorphite und Quarz vom Norwegischen Kontinentalhang bis in die westliche Norwegische See kontinuierlich ab. In Station 23074 werden 45.7 % für Quarz und 25.7 % Metamorphite ermittelt. Diese Werte fallen nach Nordwesten auf 18.9 % (Quarz) und 7.9 % (Metamorphite) in Station 23060 ab.

Ganz anders verhielten sich Feldspäte. Der Feldspatgehalt weicht auf dem südlichen Vöring-Plateau deutlich von dem der übrigen Norwegischen See ab. In Dropstones der Kerne 23071/-74 sind nur 14.8 % Feldspäte enthalten. In nördlicher und westlicher Richtung steigt der Gehalt auf mehr als das Doppelte an. Die Maximalwerte (33.3 %) werden in den Kernen 23064/-65 aus der zentralen Norwegischen See erreicht. Um diesem Kernbereich liegt eine Zone mit geringfügig niedrigeren Werten. Auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau liegt der Gehalt bei 29.3 % und in der westlichen Norwegischen See bei 27 %.

In der zentralen Norwegischen See werden die geringfügigen Gehaltsschwankungen nur durch variable Anteile von Plagioklas und Mikroklin hervorgerufen, während der Anteil der Alkalifeldspäte konstant bleibt. Besonders bei den roten/orangefarbenen und gelben Feldspäten fallen die völlig gleichförmigen Werte in der zentralen und westlichen Norwegischen See auf. Mit zunehmender Annäherung an den Norwegischen Kontinentalrand fällt der Feldspatgehalt allgemein ab.

9.3. 16 - 14 ka (Termination I)

Der wichtigste Unterschied zwischen dieser Periode und der Zeit vor 16 ka ist ein deutlicher Anstieg des Anteils klastischer Sedimentgesteine. Der Durchschnittsgehalt in der gesamten Norwegischen See beträgt für das Intervall 16 - 14 ka 22.1 %, wobei die höchsten Werte auf das nord- (23055, 55 %) und südwestliche (23072, 38.8 %) Vöring-Plateau fallen. Der erhöhte Siltsteineintrag beginnt um 14.5 ka und dauert bis ca. 14 ka. In diesem Intervall steigt der Siltsteinanteil auf max. 87.3 % (23055) und fällt danach stetig ab. In Station 23071 sind in Dropstones aus dem Intervall von 16.7 - 15.4 ka 25 % Silt- und Sandsteine enthalten. Der Zeitraum zwischen 16 und 14 ka wurde an dieser Station aufgrund der Art der Probennahme (siehe Kap. 5.1., S. 14) leider nicht exakt getroffen. Dafür existieren 2 Proben ober- und unterhalb dieses Intervalles. Die Werte liegen bei 24.9 % für die ältere (16.7 - 15.4 ka) und 33.3 % für die jüngere (15.0 - 12.1 ka) Einheit. Für

das Intervall von 14.5 - 14.0 ka, in das der Hauptanteil des Silt- und Sandsteinimpulses fällt, können deshalb Werte von über 40 % in speziellen Horizonten veranschlagt werden.

Auf dem Weg der Eisberge vom nördlichen zum südlichen Vöring-Plateau trat eine Verdünnung des Silt- und Sandsteingehaltes um 50 % ein. Auch in westlicher und östlicher Richtung war das Verbreitungsgebiet dieser Eisberge eingeschränkt. In der westlich/zentralen Norwegischen See kann zwischen 16 und 14 ka keine entsprechende Erhöhung im Gehalt klastischer Sedimentgesteine festgestellt werden. Die Gehalte liegen in diesem Bereich weiterhin zwischen 12.6 und 17.7 %.

Unmittelbar vor dem Wechsel zur Dominanz der Sedimentgesteine erhöht sich auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau auch der Anteil feinkörniger Granite. In Station 23057 liegt er bei 12.5 %, während er in St. 23056 sogar auf 15.4 % ansteigt. Der Maximalwert für diese Gesteinsarten wird in der westlichen Norwegensee erreicht (23060-2, 18.5 %) und sinkt in südöstlicher Richtung zum Norwegischen Kontinentalrand ab.

Dies bedeutet, dass diese Granite nicht aus dem westlichen Teil Süd-Zentralnorwegens stammen können, sondern aus anderen Ursprungsgebieten angeliefert wurden.

9.4. 14 - 11 ka

In dieser Periode setzt sich der erhöhte Silt- und Sandsteineintrag auf dem Vöring-Plateau unverändert fort. Der höchste Eintrag erfolgt weiter auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau, wo Werte zwischen 25.6 und 44.4 % erreicht werden. Das südliche Vöring-Plateau erhielt ca. 32 % Silt- und Sandsteine, während der Gehalt in westlicher Richtung stark abnimmt. Im Kern 23068-2 werden noch 27.8 % registriert, in der zentralen Norwegischen See (23062-2) sind es dagegen nur noch 7 %. Weiter westlich erfolgt ein erneuter Anstieg auf Werte von ca. 13 %.

Die Dropstone Zusammensetzung der zentralen Norwegischen See ist nun praktisch identisch mit dem Muster, das vor 14 ka nur auf dem südöstlichen Vöring-Plateau (23074-1) gefunden wurde. In dieser Richtung steigt auch der Gehalt monokristalliner Quarzkörner von durchschnittlich 25 % auf 43 % (23074) an. Ganz anders verhält sich die Feldspatverteilung.

Der Feldspatgehalt liegt östlich von Station 23068 unter 13 % und steigt nach Westen auf 30 bis 34 % an. Der Kreideanteil geht weiter zurück und liegt zwischen 14 und 11 ka nur noch bei 0.3 %.

9.5. 11 - 9 ka

In dieser Zeit verlagerte sich das Hauptablagerungsgebiet klastischer Sedimentgesteine vom westlichen auf das südöstliche Vöring-Plateau, wo zwischen 11 und 9 ka die höchsten Silt- und Sandsteingehalte der gesamten Norwegischen See registriert werden (29.2 % in Station 23074 und 22.8 % in Station 23072). In der zentralen und westlichen Norwegischen See variieren die Gehalte nur geringfügig um 17 %.

In den Stationen 23066, 23067/68, 23072 und 23074 sind jeweils 2 Proben aus diesem Zeitabschnitt vorhanden, die eine weitere Unterteilung dieses Intervalles in eine obere (11 - 9.7 ka) und eine untere Stufe (9.7 - 9.0 ka) zulassen.

9.6. 11 - 9.7 ka

In der älteren Stufe (11 - 9.7 ka) gibt es ein klares Ost - West Gefälle im Gehalt klastisch sedimentärer Dropstones. Die Gehalte fallen vom Norwegischen Kontinentalhang (23074) bis in die zentrale Norwegensee (23066) kontinuierlich von 29.2 auf 16.2 % ab. Während in der zentralen Norwegischen See kein Unterschied zwischen der älteren und jüngeren Stufe zu verzeichnen ist (16.2 und 16.5 %), sind die Differenzen mit Annäherung an den Norwegischen Kontinentalrand zunehmend krasser.

9.7. 9.7 - 9 ka

In der jüngeren Einheit (9.7 - 9 ka) kehrt sich das Bild um und das Gefälle verläuft nun in West - Ost Richtung. Die Gehalte fallen von 11.3 % im Westen auf 7.7 % im Osten ab, wobei der niedrigste Wert jetzt am Norwegischen Kontinentalrand (23074) erreicht wird. Dagegen werden die höchsten Gehalte mit 18.7 % in der zentralen Norwegensee erreicht (23064).

Diese Beobachtung zeigt, dass sich das Hauptablagerungsgebiet klastischer Sedimentgesteine um ca. 9.7 ka von der östlichen in die zentrale Norwegische See verlagert hat. Ein Vorstoss des Siltsteinimpulses aus nördlicher Richtung zum inneren Vöring-Plateau wird auch durch zeitliche Veränderungen des Kreidgehaltes bewiesen.

Vor 9.7 ka enthalten die Kerne 23072 und -74 keine Kreidepartikel bei gleichzeitig hohen Silt- und Sandsteingehalten von bis zu 29.2 %. Nach 9.7 ka verlagerte sich der Siltstein eintrag nach Westen und öffnete damit den Weg Wassermassen aus südlichen Richtungen. Entsprechend finden sich in den Dropstones der Zeit nach 9.7 ka wieder bis zu 0.6 % Kreide.

Diese Ergebnisse stimmen gut mit den Resultaten sedimentologischer Untersuchungen von Hald & Vorren (1987) vom Schelf in Nordnorwegen überein. Dort bestimmten glazimarine Sedimente mit Dropstones das Bild bis ca. 10 ka. Danach erfolgte ein relativ

schneller Übergang zu wärmeren Oberflächentemperaturen. Verhältnisse ähnlich wie in der Gegenwart stellten sich vor 9.7 ka ein.

Daraus lässt sich die Geschichte einwandernder, gemässigt temperierter Wassermassen rekonstruieren:

- Der erste Impuls erfolgte durch den Schottland - Faeröer Kanal nach Norden in die zentrale Norwegische See. Diesem Einstrom stand ein südwärts gerichteter kalter Ausstrom aus der Svalbard - Barents See Region gegenüber, der Eisberge mit mesozoischen Sedimentgesteinen auf das südliche-innere Vöring-Plateau trieb.

- Um ca. 9.7 ka erfolgte ein Umschwung des kalten, südwärts gerichteten Stromes nach Westen in die zentrale Norwegische See. Dadurch rückte der nordwärts gerichtete Einstrom wärmerer Wassermassen auf die Ostseite der Norwegischen See und konnte den nunmehr eisfreien Schelf Nordnorwegens erreichen. Diese Strömung stellt damit eine Art 'Proto - Norwegischen Küstenstrom' dar.

9.8. 9 ka - Rezent (Holozän)

Zur Auswertung der holozänen Eisdrift konnten 24 Proben herangezogen werden. Die Proben sind sehr gut vergleichbar, da die von ihnen repräsentierten Zeitintervalle nahezu gleich lang sind. Die Proben setzen um 9.5 - 9 ka ein und reichen bis zum Alter der Sedimentoberfläche. An den Stationen 23066, -67, -68 und -71 kann die holozäne Eisdrift darüber hinaus noch feiner in max. 4 Zeitscheiben unterteilt werden.

Das Holozän ist im Gegensatz zu Glazialzeiten durch sehr geringe Dropstone Gehalte (0.1 %) charakterisiert. Die Verteilungen der Dropstone Lithologien zeigen zum Teil Anklänge an das Spätpleistozäne (14 ka) Verteilungsmuster. Klastische Sedimentgesteine weisen wieder 2 Häufungsgebiete auf:

- in der westlichen Norwegischen See (23060) werden die höchsten Gehalte (ca. 50 %) erreicht und nehmen sowohl in östlicher als auch westlicher Richtung stark ab. Die direkt benachbarten Kerne 23059 und 23061 enthalten nur noch 27 bzw. 36 %.

- Das zweite Häufungsgebiet liegt zwischen dem 0o Meridian und dem nordwestlichen Vöring-Plateau. In Stat. 23067 werden 41 % erreicht, auf dem NW Vöring-Plateau liegen die Werte zwischen 30 und 33 % (23055/56).

Auffällig an der Verteilung klastischer Sedimentgesteine sind die über geringe Distanzen auftretenden, teilweise drastischen quantitativen Schwankungen. Während Dropstones von St. 23067 über 40 % Silt- und Sandsteine enthalten, fallen die Werte zur nächstgelegenen Station 23068 auf 12 % ab. Ähnlich steil ist das prozentuale Gefälle auch auf dem NW Vöring-Plateau. Die Stationen 23055/56 vom oberen Vöring-Plateau Hang

enthalten noch 31 %, während nur 20 km weiter nordwestlich (23057) lediglich 16 % registriert werden.

Die Häufungsgebiete in der westlichen Norwegischen See und auf dem Vöring-Plateau sind durch einen Bereich mit geringen Gehalten klastischer Sedimentgesteine voneinander getrennt. Dabei ist das Gefälle vom Westen in die zentrale Norwegische See sehr steil, während von St. 23062/63 (14.8 %) ein stetiger Anstieg zum östlichen Häufungsgebiet verzeichnet wird. Auf dem zentralen (23053/54) und südlichen (23071, -72 und -74) Vöring-Plateau werden Werte unter 15 % registriert. Dabei ist wieder, wie im Spätpleistozän, ein deutliches Gefälle zum Norwegischen Kontinentalhang zu beobachten. Während in St. 23071 (westliches Vöring-Plateau) noch 17.8 % erreicht werden, fallen die Werte nach Südosten auf 14.3 % (23072) und schliesslich 9.3 % (23074) ab. Auch auf dem zentralen Vöring-Plateau werden nicht mehr als 13.5 % registriert.

Nicht nur quantitativ, sondern auch hinsichtlich der qualitativen Zusammensetzung klastischer Sedimentgesteine ergeben sich Übereinstimmungen mit dem spätpleistozänen Muster. Graue Siltsteine bleiben vorherrschend, während schwarze Tonsteine in westlicher Richtung zunehmen und in St. 23059 bereits zur dominierenden Sedimentgesteinskomponente werden. In der westlichen Norwegischen See kann der Anteil schwarzer Tonsteine auf über 10 % ansteigen, östlich davon werden nur maximal 6 % erreicht. Im Vergleich zu anderen Proben zeichnet sich das NW Vöring-Plateau durch leicht erhöhte Gehalte (6 %) schwarzer Tonsteine aus. Erhöhte Anteile roter Silt- und Sandsteine treten in der zentralen Norwegischen See (23060/64) und auf dem Vöring-Plateau (23054/55/56) auf. Auf dem nördlich/zentralen Vöring-Plateau ergibt sich ein relativ gleichförmiges Bild mit Werten von 3.2 - 3.5 %, in der westlichen Norwegischen See (23060) werden 4.4 % erreicht.

Braune Siltsteine, deren Auftreten in glazialen Phasen immer an hohe Gehalte grauer Siltsteine gebunden ist, wurden im Holozän bevorzugt in der Zone zwischen den beiden Maxima klastischer Sedimentgesteine abgelagert (23061/66). Der Anteil brauner Siltsteine beträgt hier 4.6 % und liegt an allen anderen Stationen deutlich unter 2 %.

Anhand des Feldspatgehaltes können die Proben in 2 Gruppen unterteilt werden:

- es gibt 3 Zonen mit Werten von deutlich unter 10 % im Bereich der Stat. 23066/67, in der westlichen Norwegischen See (23059/60) und auf dem südwestlichen Vöring-Plateau.
- dem stehen in der zentralen Norwegischen See und auf dem nordwestlich/zentralen Vöring-Plateau 2 Regionen gegenüber, deren Werte auf einheitlich hohem Niveau von 15 % liegen.

Auf dem südlichen Vöring-Plateau steigen die Werte in Richtung zum Norwegischen Kontinentalhang stark an. Generell ergibt sich bei Feldspäten eine klare Rangfolge, nach der weisse, klare Plagioklase und Mikrokline bei weitem überwiegen. Die nächst häufige Gruppe wird von roten/orangefarbenen Feldspäten gebildet, die wiederum

häufiger sind als gelbe Exemplare. Dieses Grundmuster wird nur an den Stationen 23061. -64 und -65 von einer Dominanz gelber über orange-roter Feldspäte unterbrochen.

Durch besonders hohe Quarzgehalte (37 %) sind die Stat. 23062/63 und 23068 gekennzeichnet. Die Verteilung klastischer Sedimentgesteine in der Norwegischen See nach 9 ka entspricht in Grundzügen der vorangegangenen Phase von 14 - 9 ka. Im Gegensatz zum späten Weichsel Glazial kann der Eintrag Eisberg-transportierten Materials im Holozän nur aus Gegenden, die auch nach 9 ka noch vergletschert waren, erfolgt sein. Auf dem Norwegischen Festland hatte sich das Eis zu dieser Zeit bereits stark zurückgezogen (Andersen 1981), so dass Norwegen als Herkunftsgebiet von Eisbergen eher unwahrscheinlich ist. Dagegen war ein Partikeltransport durch küstennahes (Winter-) Eis durchaus möglich. Gesteinsfragmente könnten in den Fjorden der Westküste Norwegens auf das Eis gefallen sein. Nach dem Aufbrechen der Eisdecke drifteten die Eisschollen in die Norwegische See.

Eisbergdrift

Eisberg-verdriftetes Material im Holozän stammt wahrscheinlich aus rezent vergletscherten Regionen, deren Eisströme im Meer münden. Regionen, in denen gegenwärtig entsprechende Bedingungen herrschen, sind Svalbard und Franz-Josefs-Land. Dowdeswell (1989) hat die Entstehung von Eisbergen in Svalbard untersucht und festgestellt, dass grosse Tafelberge an der Front flach gewölbter Eisschilde, etwa in Nordaustlandet entstehen, während Talgletscher kleinere Eisberge von unregelmässiger Gestalt produzieren. Zubov (1943) betrachtet Franz-Josefs-Land als wahrscheinlichstes Herkunftsgebiet von kleineren Tafelbergen in der Barents See. Die Eisberge in der Barents See ragen in der Regel nicht mehr als 20 m aus dem Wasser heraus, und ihr Durchmesser liegt meistens unter 100 m (Vinje 1985). Gegenwärtig findet glazimarine Sedimentation mit hohem Anteil eistransportiertem Material nur in der nördlichen Barents See südlich von Kvitöya und um Kong Karls Land statt (Elverhöi & Solheim 1983).

Unter der Annahme, dass diese Verhältnisse im Holozän prinzipiell unverändert waren, ist eine Eisbergdrift aus der Barents See in die nördliche Norwegische See durchaus vorstellbar. Da sich Eisberge gegenwärtig mit der Meereisdrift bewegen (Vinje 1985) und ihr Tiefgang auf max. 100 m beschränkt zu sein scheint, könnte die Drift durch die nördliche Bäreninsel Rinne erfolgt sein. Die Eisberge stammen von Svalbard und Franz-Josefs-Land und enthalten demzufolge Gesteinsfragmente von sehr unterschiedlicher Zusammensetzung. Der Franz-Josefs-Land Archipel besteht fast ausschliesslich aus Sedimentgesteinen von Karbon - Unterkreide. In den Unterkreide Sandsteinen sind zum Teil mächtige Basaltlagen eingeschaltet (Ulmishek 1985). Eistransportiertes Material aus dieser Region müsste demnach vorwiegend aus Sedimentgesteinen bestehen.

In der nordwestlichen Barents See gestrandete Eisberge enthielten Fragmente magmatischer und metamorpher Gesteine aus Nordost- oder Südwest- Nordaustlandet (eigene Untersuchung auf POLARSTERN VI/1).

Im Holozän könnten kurzzeitige Klimaschwankungen eine Ausdehnung der Eisbedeckung Svalbards bewirkt haben, so dass auch Sedimentgesteine vom Eis transportiert werden konnten.

Meereis und küstennahes Eis

Eine weitere Möglichkeit des Transports stellt küstennah gebildetes Meereis dar, das Gesteinsfragmente von benachbarten Bergflanken erhalten kann. Dieses Eis ist aber nur maximal 4 m dick (eigene Beobachtung, POLARSTERN 1989) und schmilzt bei Kontakt mit wärmeren Wassermassen, wie sie in der Norwegischen vorherrschen, relativ schnell ab. Bei geringer Driftgeschwindigkeit ist es daher unwahrscheinlich, dass Meereis aus der Barents See bis zum Vöring-Plateau (ca. 1.400 km) driften kann, ohne vorher abzuschmelzen. Der wahrscheinlichste Transportmechanismus für das nach 9 ka angefallene Eisdriftmaterial ist daher Eisbergdrift. Die Gesteinsfragmente haben sich im Inneren des Eises befunden und konnten so eine längere Drift überstehen, ohne vorher durch Abschmelzen herauszufallen.

Die holozäne Eisdriftrichtung

Der Driftweg des Eises in der Norwegischen See nach 9 ka entsprach in groben Zügen der Phase von 9.7 - 9 ka. Nach 9 ka ist jedoch kein Eiseintrag aus südlichen oder östlichen Randgebieten der Norwegischen See mehr nachweisbar. Die Eisberge könnten aus der Barents See entweder mit einem verstärkten Bäreninsel Strom oder durch starke Nordwinde (Vinje 1985) nach Süden gelangt sein. In diesem Zusammenhang ist ein noch nicht lange bekanntes klimatisches Phänomen von Bedeutung, das von Hasse (1988) beschrieben wird. In der Barents See können über kalten Wassermassen oder über Meereis relativ kleine polare Tiefdruckgebiete mit sehr hoher Bewegungsenergie entstehen, die sich nach Südwesten bewegen. Dabei können zum Teil sehr hohe Windgeschwindigkeiten erreicht werden, die den Transport von Eis aus der Barents See zum Vöring-Plateau und in die westliche Norwegische See in kurzer Zeit ermöglichen könnten.

Richtungsanzeigende Merkmale der Dropstone Zusammensetzung

Aus der Dropstone Zusammensetzung konnten 3 Kriterien abgeleitet werden, die eine Zuordnung des Materials zu einer bestimmten Lieferregion erlauben. Es wurden - ausser direkt lokalisierbaren Gesteinen wie Rhombenporphyr, Kreide, Spikulit etc. (siehe Abb. 7, 8, 12, 13 und 24) - weitere Merkmale gefunden, die eine Abstammung der Dropstones aus dem Raum Svalbard/Barents See (Silt- und Sandsteine), der Umgebung des Arktischen Ozeans (grüne und graue Quarzite) und dem südsandinavisch-baltischen Raum (rote

Granite/Porphyre) anzeigen. Im Folgenden werden diese Kriterien und ihre Bedeutung als Richtungsindikatoren erläutert.

Silt- und Sandsteine: Das eindeutigste und klarste Signal für eine Anlieferung von Gesteinen aus dem Norden stellen hohe Silt- und Sandsteingehalte dar. Diese Lithologien sind am Dropstone Material mit durchschnittlich 14% beteiligt, können aber in bestimmten Proben 40 - 60% der Dropstones darstellen. Da die meisten Proben über Zeiträume von mehreren 1.000 Jahren integrieren, stellen die Prozentzahlen Mittelwerte für den gesamten untersuchten Zeitraum dar. In kürzeren Zeiträumen können die Gehalte weit von diesen Mittelwerten abweichen.

Im Hinblick darauf wurden 4 Grosskastengreifer vom Vöring-Plateau (16052, 16365, 16366 und 23055) im cm-Massstab untersucht, wobei 1 cm im GKG 23055-2 etwa 130 Jahren entspricht (zwischen 26 und 34 cm Teufe). Dabei ergaben sich Maximalwerte für Silt- und Sandsteingehalte von 85%.

Die kontinentalen Regionen südlich und östlich der Norwegischen See kommen als Herkunftsgebiet dieser Gesteine nicht in Frage, da sie fast ausschliesslich aus metamorphen und plutonischen Gesteinen bestehen. Lediglich flache Schelfregionen können einen gewissen Beitrag geleistet haben. Bei der quantitativen Auswertung zeigte sich jedoch ganz klar, dass zu allen Perioden der Anteil klastischer Sedimente in östlicher und südlicher Richtung abnimmt. Während am mittelnorwegischen Kontinentalhang noch Gehalte um 30% registriert werden, die nachweislich teilweise aus Schelfmaterial bestehen, sind es auf dem südlichen Vöring-Plateau nur noch max. 10% (siehe Abb. 16).

Hier ist der Anteil klastischer Sedimentgesteine ausserdem sehr gleichbleibend und geht mit einer ebenfalls für südliche Randgebiete der Norwegischen See typischen Kristallingesteinsassoziation einher.

Eine Schlussfolgerung daraus ist, dass aus dem Bereich Südschandinavien, der Nordsee Region und Schottlands nicht mehr als 10% Silt- und Sandsteine zu erwarten sind. Darüber hinausgehende Gehalte müssen also auf jeden Fall auf andere Herkunftsgebiete zurückgeführt werden.

Im Europäischen Nordmeer existierten 2 Häufungsgebiete mit hohem Anteil klastischer Sedimentgesteine im Dropstone Material. Eines dieser Gebiete liegt auf dem nördlichen Vöring-Plateau, das andere in der südlichen Grönlandsee. Palynologische Analysen (Lund, Ecke und Bischof, in prep.) haben gezeigt, dass das auf dem Vöring-Plateau gefundene Material aus Spitsbergen bzw. der Barents See stammt, während die Herkunft des Materials aus der Grönlandsee im zirkum-Arktischen Raum und in Ostgrönland zu suchen ist. In diesem westlichen Gebiet besteht das Material überwiegend aus schwarzen Tonsteinen. Ihr Anteil nimmt in nördlicher und nordöstlicher Richtung zu, woraus sich mehrere Möglichkeiten für ihr Herkunftsgebiet ergeben.

Die Gesteine könnten aus dem Wandel Sea Basin in Nordgrönland stammen oder arktischen Ursprungs sein. Ebenfalls denkbar ist eine Herkunft vom Untergrund der westlichen Barents See.

Holozäne Dropstones in der Grönlandsee, die mit der rezenten Eisdrift dorthin gelangt sind, bestehen ebenfalls zu einem sehr hohen Prozentsatz aus schwarzen Tonsteinen (30 - 40%). Diese Gesteine lassen sich weit nach Norden verfolgen. Sie stammen vermutlich aus dem Arktischen Ozean und sind durch die Fram Strasse in die Grönlandsee gelangt.

Im Europäischen Nordmeer existierten vor 9 ka 2 nach Süden gerichtete Strömungen. Im Westen führte ein Meeresstrom aus dem Arktischen Ozean bis in den Nordatlantik. Der Strömungsverlauf war dem des heutigen Ostgrönlandstromes ähnlich und verlief in Form eines spiegelverkehrten 'S' von der Fram Strasse durch die Grönland- und Islandsee zur Island-Faeröer-Schwelle.

In der Norwegischen See verlief eine Meeresströmung von der Barents See/Svalbard Region bis zum Vöring-Plateau. Zwischen diesen 2 südwärts gerichteten Strömungen hat in der zentralen Norwegischen See ein starker nordwärts gerichteter Einstrom existiert, der sich durch relativ hohe Gehalte von Kreide und Feuersteinen auszeichnet.

Rote Granite Porphyre etc.: Diese Gesteine repräsentieren einen Einfluss aus dem südschwedisch-baltischen Raum. In Dropstones aus der Norwegischen See dominieren weisse Granite und Tonalite vor roten und gelben Alkaligraniten. Dieses Verhältnis spiegelt sich auch in der Feldspatfraktion wieder, wo ebenfalls weisse Feldspäte vor roten und gelben Typen dominieren.

In den kristallinen Formationen Süd- und Mittelschwedens dominieren dagegen rote Alkaligranite. Als repräsentativ für diese Region können Geschiebemergel von der schleswig-holsteinischen Küste (entnommen am Kliff von Surendorf) angesehen werden, die während der Weichsel Eiszeit aus Südschweden und Dänemark angeliefert wurden. In diesem Material dominieren rote Granite, Porphyre und Feldspäte. Sie stammen aus dem Transskandinavischen Granitporphyr Gürtel (Gaal, Gorbachev 1988), dessen Gesteine in Zentral- und Südschweden anstehen.

In Norwegen treten diese Gesteine nicht an die Oberfläche, da sie von den kaledonischen Decken überfahren wurden. Deshalb bestehen die vorwiegend aus Norwegen stammenden Dropstones der Norwegischen See zum grössten Teil aus hellgrauen Gneisen, Graniten und Tonaliten, während rote Alkaligranite seltener sind.

Nur auf dem südlichen Vöring-Plateau und in der zentralen Norwegischen See ist ein hoher Anteil roter Granite wiederzufinden. Parallel zu den erhöhten Anteilen roter Granite und Feldspäte erhöht sich auch der Anteil von Kreide und Feuersteinen.

Ein dominierender Anteil roter Granite in Dropstones der Norwegischen See weist einen Einstrom aus Südosten in relativ unverdünnter Form nach.

Graue und grüne Quarzite: Dropstones aus holozänen Sedimenten der südlichen Grönlandsee sind durch einen hohen Anteil grüner Quarzite gekennzeichnet (siehe Abb. 10). Normalerweise bestehen Quarzite zu ca. 50% aus weissen, klaren Quarziten und jeweils 10 - 20% grauen, grünen und roten. In der westlichen Norwegischen See nimmt der Anteil grüner Quarzite kontinuierlich zu, so dass die Quarzitfraktion dort hauptsächlich aus grünen und grauen Typen besteht.

Dieser Anstieg verläuft oft parallel zur Zunahme schwarzer Tonsteine. Die 2 grössten Dropstones von der Ausfahrt METEOR II/2 sind ebenfalls grüne, feinkörnige Quarzite und stammen aus der westlichen Norwegischen See (23059, -062). Am ostgrönländischen Kontinentalhang konnten bedeutende Gehalte grüner Quarzite nur im nördlichen Teil (80° N) festgestellt werden. Südlich davon sind die Proben deutlich durch Gesteine aus den küstennahen Formationen Ostgrönlands gekennzeichnet.

Daraus folgt, dass die grünen Quarzite, die auch in Dropstones aus dem östlichen Arktischen Ozean (Kubisch, pers. Mit.) häufig vertreten sind, aus dem zirkum-arktischen Raum stammen müssen. Sie bezeugen damit einen durch die Fram Strasse nach Süden gerichteten Transportweg.

10. Dropstone Akkumulationsraten (Fraktion 0.5 - 30 mm)

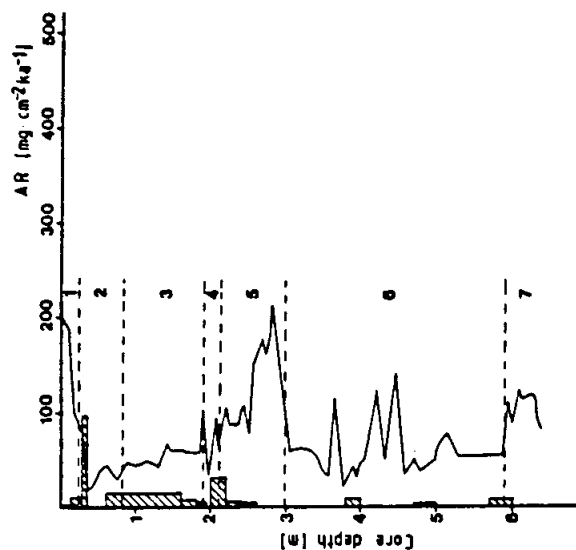
Die Akkumulationsratenbestimmung erfolgte an ausgewählten Kernabschnitten in Kastenloten und Grosskastengreifern. Da die Proben ausschliesslich aus Schichten mit hoher Dropstone-Dichte entnommen wurden (siehe Kap. 5.1., Probennahme), blieben Bereiche mit geringem Dropstone-Gehalt unberücksichtigt. Daher ist die Probendichte im Isotopenstadium 4 lückenhaft. Aus dem Isotopenstadium 5 existieren aufgrund der zu geringen Dropstone-Dichte keine Proben. Da auf dem südlichen Vöring-Plateau überdurchschnittlich hohe Sedimentationsraten auftreten, reicht die Aufzeichnung dort nur bis zum späten Isotopenstadium 6 (23071), bzw. 4 (23074). Aufgrund dieser lückenhaften Probenbelegung im älteren Abschnitt wird die Darstellung der Akkumulationsraten an der Isotopenstadiengrenze 2/1 begonnen und bis zum Stadium 6 zurückverfolgt.

Die Akkumulationsraten eistransportierter Gesteinsfragmente in der Norwegischen See spiegeln deutliche regionale Verteilungsmuster wieder, die in einem NW (23059) - SE (23074) Querprofil zu sehen sind (Abb. 31). Die Wertetabellen finden sich am Ende des Anhangs.

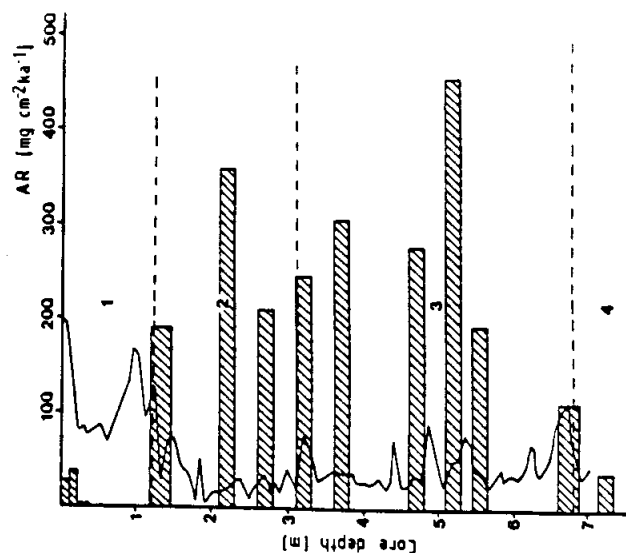
Isotopenstadiengrenze 2/1

Der Übergang zwischen den Isotopenstadien 2 und 1 ist in der zentralen/westlichen Norwegensee und auf dem nördlichen Vöring-Plateau (Abb. 32) durch konstant

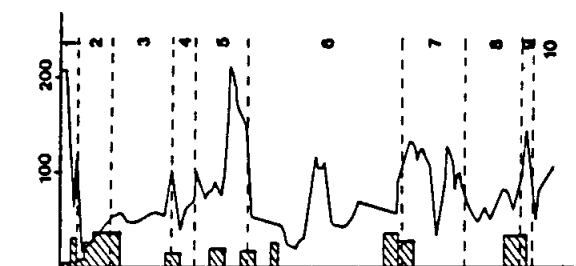
Core Nr 23055



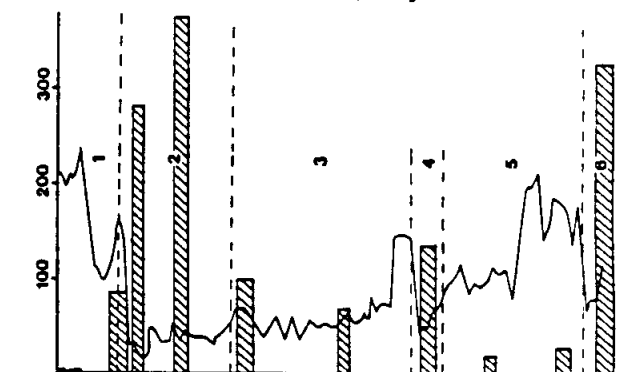
Core Nr 23074



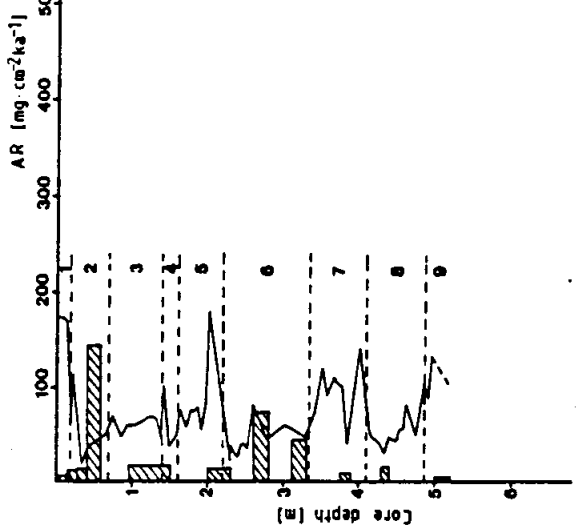
Core Nr 23062



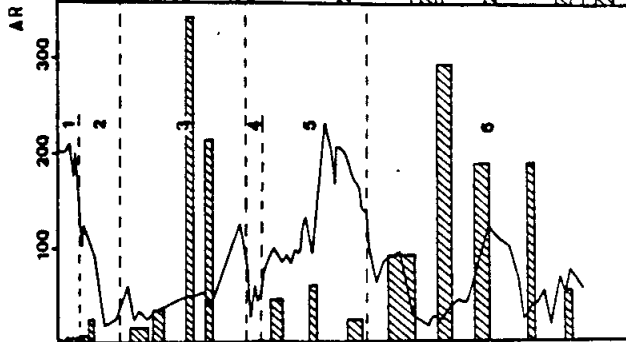
Core Nr 23071



Core Nr 23059



Core Nr 23068



Core Nr 23065

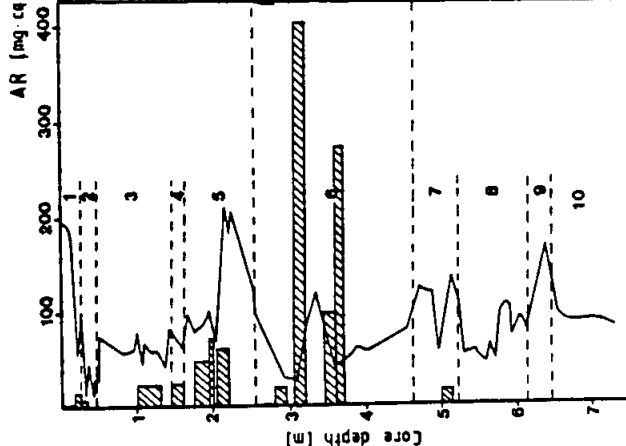


Abb. 31: Akkumulationsraten der terrigenen (>0.5 mm) Fraktion in mg/qcm/ka. Die Länge der beprobten Abschnitte ergibt sich aus der Dicke der schraffierte Balken. Dazu sind die Sauerstoff-Isotopenkurve (durchgezogene Linien) und die Isotopenstadiengrenzen (unterbrochene Linien) eingezeichnet.

niedrige Werte unter 40 mg/qcm/ky gekennzeichnet. Auf dem westlichen und inneren Vöring-Plateau liegen die Werte dagegen deutlich höher und erreichen 100 (23071) bzw. 200 mg/qcm/ky (23074). Im späten Isotopenstadium 2 werden die eindeutig höchsten Werte auf dem westlichen Vöring-Plateau erreicht (280 mg/qcm/ky). In Kern 23071 liegen 2 Proben nahe beieinander im Übergangsbereich der Isot. Stadien 1 und 2. Das Sauerstoffisotopenprofil zeigt, dass die Probe mit deutlich höheren Akk.raten aus dem Hochglazial stammt, während in der ersten Erwärmungsphase (Termination Ia) erheblich geringere Werte auftreten. Die entsprechende Probe des Kerns 23074 liegt zeitlich genau zwischen den Proben des Kerns 23071, so dass der Wert von ca. 200 mg/qcm/ka einen Mischwert darstellt, der sich in Kern 23071 genauso einstellen würde, wenn man den Mittelwert aus den Einzelproben bildet.

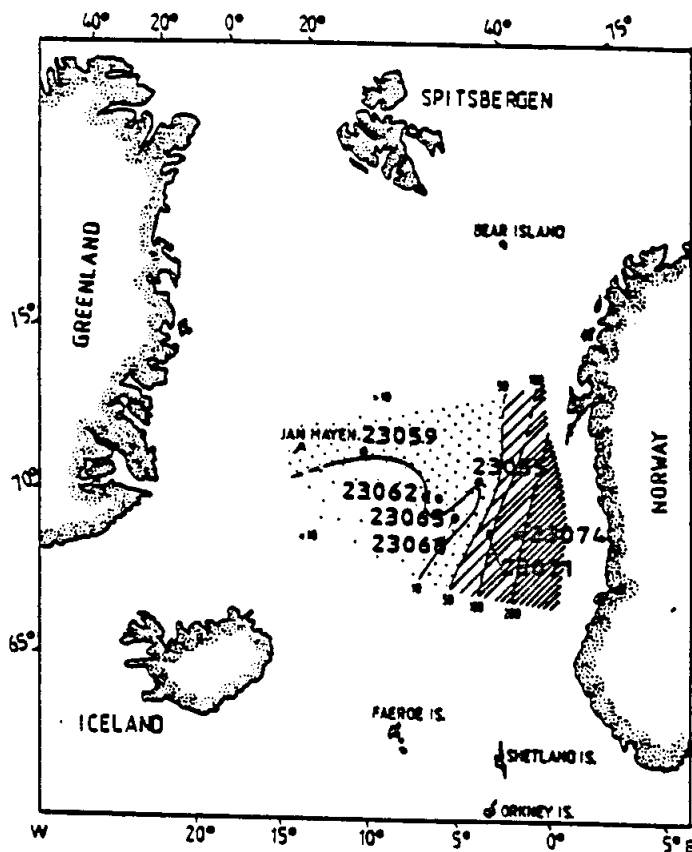


Abb. 32: Akkumulationsraten an der Isotopenstadiengrenze 2/1 in mg/qcm/ka.

Für die Kartendarstellung des Isotopenstadiums 2/1 wurden aus den Kernen 23071 und 23074 nur die Proben aus der Isotopenstadiengrenze verwendet. Dadurch verschiebt sich das räumliche Bild etwas zum Norwegischen Kontinentalhang, während die geringeren Akkumulationsraten (90 mg/qcm/ka) im Kern 23071 auch das Resultat genauerer stratigraphischer Auflösung sein könnten. Im Kern 23055 deutet sich ein ganz ähnliches Bild wie in Kern 23071 an, allerdings bei generell niedrigeren Werten.

Auch auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau zeichnet sich das späte Isot. Stadium 2 durch relativ hohe (100 mg/qcm/ka) Akkumulationsraten aus. Die eigentliche Isotopenstadiengrenze ist dagegen durch sehr niedrige Werte wie in der zentralen Norwegensee gekennzeichnet.

Im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes ist bei durchwegs geringen Akkumulationsraten ein leichter Trend zu etwas höheren Werten in Kern 23062 festzustellen. Dieser Trend schlägt sich in Werten von maximal 40mg/qcm/ka nieder. Alle übrigen Kerne aus der westlich/zentralen Norwegensee und vom nördlichen Vöring-Plateau erreichen nicht mehr als 10 mg/qcm/ka im 2/1 Übergang.

Die Isolinien am Norwegischen Kontinentalhang konnten weit nach Norden verlängert werden, da die Sedimentfazies entlang dieses Abschnittes (ca. 500 km von 23075 - 16348) sehr gleichförmig ist und daher von vergleichbaren Akkumulationsraten wie in Kern 23074 ausgegangen werden kann.

Im räumlichen Bild fallen die parallel zum Norwegischen Kontinentalhang verlaufenden Isolinien auf, die eine Herkunft des Eisdriftmaterials von der Norwegischen Seite nachzeichnen. Ausserdem zeigt sich, dass der grösste Teil des Eisdriftmaterials in unmittelbarer Nähe zum Ursprungsgebiet wieder abgelagert wurde. Möglicherweise stammte dieses Material aus der basalen Lage im Eisstrom mit hoher Partikelkonzentration (siehe Kap. 3) und fiel deshalb auch zuerst wieder aus einem driftenden Tafeleisberg heraus.

Die Akkumulationsraten fallen in nordwestlicher Richtung zum äusseren Vöring-Plateau stark ab. In der westlich/zentralen Norwegensee und auf dem nördlichen Vöring-Plateau stellen sich verhältnismässig gleichbleibende, niedrige Akkumulationsraten ein. Ihre Grössenordnung liegt etwa bei 1/20 der Akkumulationsraten vom Norwegischen Kontinentalhang. Es können 2 Teilbereiche unterschieden werden:

- eine nördliche Zone, in der die Akkumulationsraten 10mg/qcm/ka liegen, und
- eine südliche Zone mit noch niedrigeren Werten.

Wenn man davon ausgeht, dass das am Kontinentalhang abgelagerte Material aus der Basalzone des Inlandeises stammt, dann war das im zentralen Europäischen Nordmeer abgelagerte Material vermutlich tief im Eis eingeschlossen und konnte so eine längere Drift überstehen, ohne vorher auszufallen.

Isotopenstadium 2

Das Isotopenstadium 2 ist durch durchgängig hohe Akkumulationsraten auf dem südlichen und inneren Vöring-Plateau gekennzeichnet. Die Werte liegen mit maximal 370 mg/qcm/ka klar über den Gehalten der Stadiengrenze 2/1. Die Zone höchster Akkumulationsraten hat sich im Stadium 2 westwärts auf das äussere Vöring-Plateau verlagert. Westlich und nördlich davon nimmt der Eiseintrag noch stärker ab als an der Stadiengrenze 2/1.

In der zentralen Norwegensee befindet sich ein Bereich minimalen Eiseintrags (Abb. 33). Westlich und nördlich dieser Zone werden zu 2 verschiedenen Abschnitten des Stadiums 2 erheblich höhere Gehalte erreicht. Im Kern 23059 werden im frühen und mittleren Stadium 2 Werte von 140 mg/qcm/ka erzielt, während der Einsatz erhöhten Eiseintrags auf dem nördlichen Vöring-Plateau verspätet erfolgt. Kern 23055 weist erst im späten Stadium 2 Werte von 100mg/qcm/ka auf. Zu dieser Zeit ist der Eiseintrag in der westlichen Norwegen See (23059) stark zurückgegangen und liegt zwischen 10 und 20mg/qcm/ka.

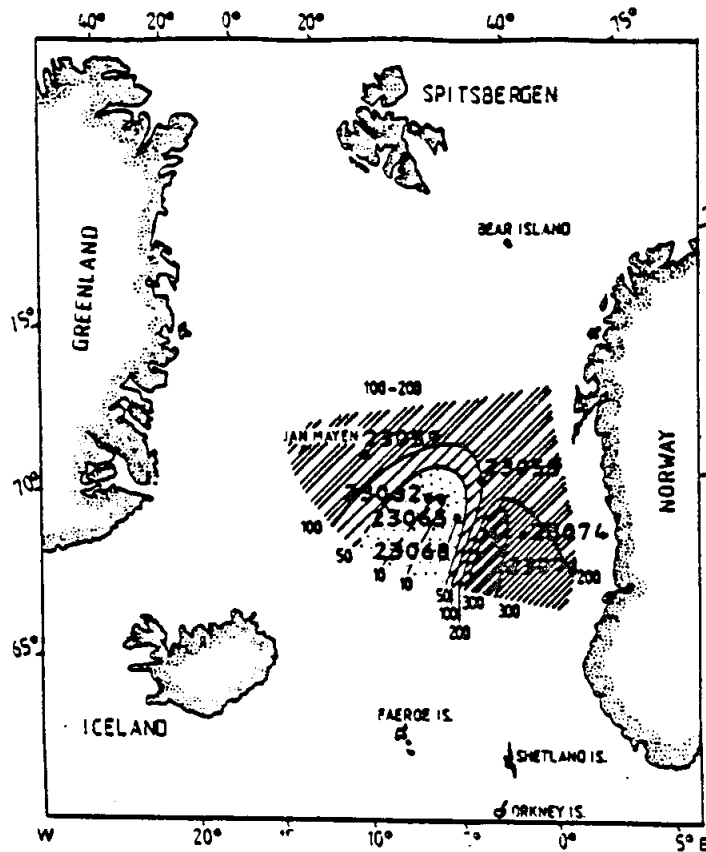


Abb. 33: Akkumulationsraten im Isotopenstadium 2.

Diese Verlagerung des Ablagerungszentrums zeigt, dass das eistransportierte Material im Isotopenstadium 2 aus zumindest 2 verschiedenen Liefergebieten gekommen sein muss. Eines dieser Gebiete wird nach wie vor die westliche Küste Norwegens gewesen sein, wofür die in dieser Richtung steigenden, unverändert hohen Eintragsraten sprechen. Darüber hinaus zeigen die zuerst im Westen, später auch auf dem nördlichen Vöring-Plateau ansteigenden Werte, dass noch ein zweites Liefergebiet weiter nördlich existiert haben muss, das im Isotopenstadium 2 grosse Mengen Dropstones in die westliche Norwegische See geliefert hat.

In der zentralen Norwegensee sind die Eintragsraten am niedrigsten und liegen in einer Grössenordnung, die der des 2/1 Übergangs vergleichbar ist. Im Kern 23062 kündigt sich der Anstieg in westlicher Richtung bereits an (siehe Abb. 33). Dieser Kern gibt auch in abgeschwächter Form den bereits in der westlichen Norwegensee erkannten Trend zu relativ hohem Eisenantrag im frühen Stadium 2 und den nachfolgenden Abfall auf geringe Werte wieder.

Isotopenstadium 3

In dieser Phase sind die Eisenantragsraten in der Nähe des Norwegischen Kontinentalhangs durch sehr hohe (bis 450 mg/qcm/ka) Werte charakterisiert (Abb. 34).

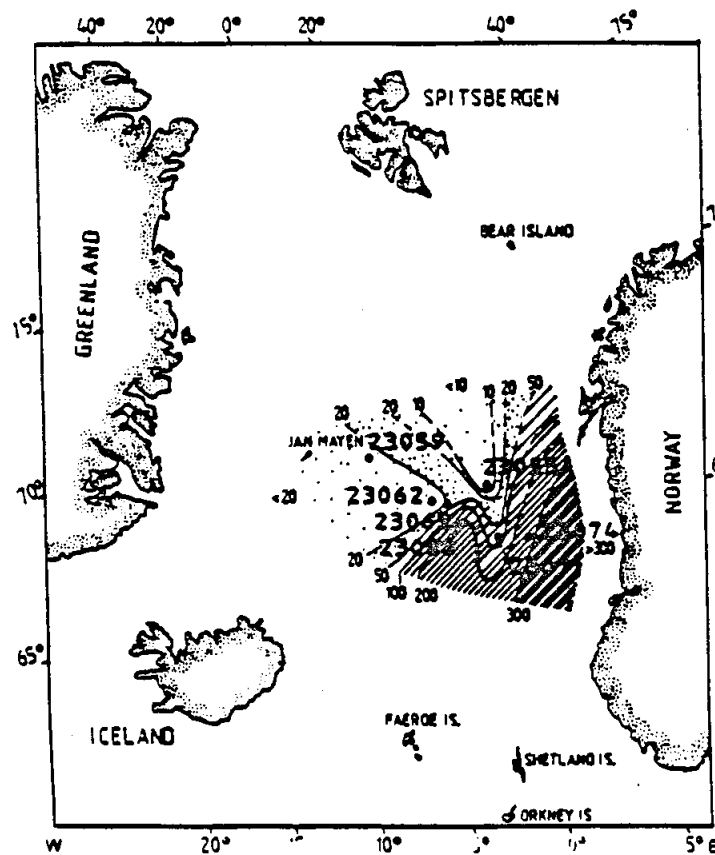


Abb. 34: Akkumulationsraten im Isotopenstadium 3.

In westlicher Richtung erfolgt im Gegensatz zu den darauffolgenden Glazialphasen zunächst eine Abnahme zum äusseren Vöring-Plateau und weiter westlich ein erneuter Anstieg auf für diese Region untypisch hohe Werte bis maximal 340 mg/qcm/ka (23068).

Aus den anderen Kernen liegen relativ wenige Proben aus dem Isotopenstadium 3 vor. Dies kann bereits ein Indiz für verringerten Eiseintrag sein, da Proben bevorzugt aus Schichten mit (relativ) hohem Dropstone Gehalt entnommen wurden. Im Kern 23055 ist das Stadium 3 dagegen vollständig beprobt worden und zeichnet sich durch gleichbleibend niedrige Werte aus (30 mg/qcm/ka). Die westlichen Kerne 23065, -62 und -59 weisen zwar auch generell niedrige Werte auf, zeigen aber etwas erhöhte Gehalte im frühen Stadium 3 bzw. dem 4/3 Übergang.

Im Kern 23068 liegen 4 Proben aus dem Stadium 3 vor, die eine Analyse des zeitlich veränderlichen Eiseintrags ermöglichen. Es gibt einen ganz deutlichen Trend zu sehr hohen Werten im frühen Stadium 3 (siehe Abb. 35). Danach fällt der Eiseintrag stark ab, so dass im späten Stadium 3 nur noch Werte von 40 mg/qcm/ka gemessen werden. Auch im Kern 23074 wird eine Abnahme um 60 mg/qcm/ky zum späten Stadium 3 registriert, aber die Differenz ist geringer als in Kern 23068 (ca. 240 mg/qcm/ky).

Das räumliche Bild des Dropstone Eintrags ist im Isotopen Stadium 3 anders als in den nachfolgenden Perioden, weist aber auch Parallelen auf, zum Beispiel die sehr hohen Akkumulationsraten am Norwegischen Kontinentalhang. Der Bereich mit zum Teil über 200 mg/qcm/ka liegenden Akkumulationsraten schliesst auch das äussere Vöring-Plateau und einen parallel dazu verlaufenden Streifen in der zentralen Norwegischen See ein. Nördlich und westlich davon betragen die durchschnittlichen Dropstone Akkumulationsraten max. 20 mg/qcm/ky. Auch dieser Bereich wird durch eine NW - SE verlaufende Zone in 2 Teile getrennt, wobei der nordöstliche Bereich durch nochmals geringere (10 mg/qcm/ka) Werte von einer westlichen Zone getrennt ist, in der die Akkumulationsraten 20 mg/qcm/ka liegen.

Isotopenstadium 4

Für das Isotopenstadium 4 kann kein repräsentativer Überblick gegeben werden, da die Probenbelegung lückenhaft ist. Die meisten Proben umfassen diesen Zeitraum nur teilweise und reichen ins Stadium 3 hinein. Diese Proben (23059, -62, -55 und -74) stellen somit ein Mischsignal des 4/3 Übergangs dar. Dieses gemischte Signal liegt in der westlichen Norwegensee und auf dem nördlichen Vöring-Plateau in der Grössenordnung der Werte, die auch im Stadium 3 Gültigkeit haben.

Ganz anders ist die Situation auf dem östlichen Vöring-Plateau. Dort liegen die Werte für den 4/3 Übergang mit ca. 110 mg/qcm/ka deutlich unter dem Niveau des Stadiums 3. Der Grund für diesen auffallend niedrigen Wert kann in der stratigraphischen Position der Probe liegen. Der benachbarte Kern 23071 vom äusseren Vöring-Plateau enthält eine Probe, die ganz in das Stadium 4 fällt. An dieser Stelle werden 140 mg/qcm/ka Eiseintrag registriert. Die Probe stammt aus einer Schicht mit schweren O-18 Werten, während die entsprechende Probe des Kerns 23074 zum überwiegenden Teil aus der darauffolgenden Phase mit leichteren Isotopenwerten stammt. Der relativ geringe Wert in Kern 23074 könnte demnach durch Verdünnung eines starken Eiseintrages im Stadium 4 mit einer Schicht geringen Eiseintrags im frühen Stadium 3 entstanden sein. Eine weitere Probe,

die den Eintrag während des Stadiums 4 in unverdünnter Form wiedergibt, stammt vom Kern 23065. Der entsprechende Wert liegt genau auf dem Niveau des Eiseintrags im darauffolgenden Stadium 3.

Isotopenstadium 5a-d

Diese Periode zeigt ein vollkommen anderes Bild vom Eiseintrags, als für die Phasen 3 - 1 ermittelt wurde. Der relativ landnahe Kern 23074 fällt aus der Betrachtung heraus, da seine stratigraphische Aufzeichnung nur bis zum Stadium 4 reicht. Im Kern 23059 ist keine Probe des Stadiums 5a-d vorhanden. Die Problematik bei einer räumlichen Darstellung liegt damit im Fehlen des nordwestlichen und südöstlichen Endpunktes des untersuchten Transects, das sich dadurch beträchtlich verkürzt.

Ohne die Randbereiche zeichnet sich ein Bild ab, das Ähnlichkeiten mit dem Stadium 3 besitzt (Abb. 35). Es gibt wieder eine Häufungszone mit hohem Eiseintrag in der zentralen Norwegischen See, die parallel zum westlichen Vöring-Plateau Rand verläuft.

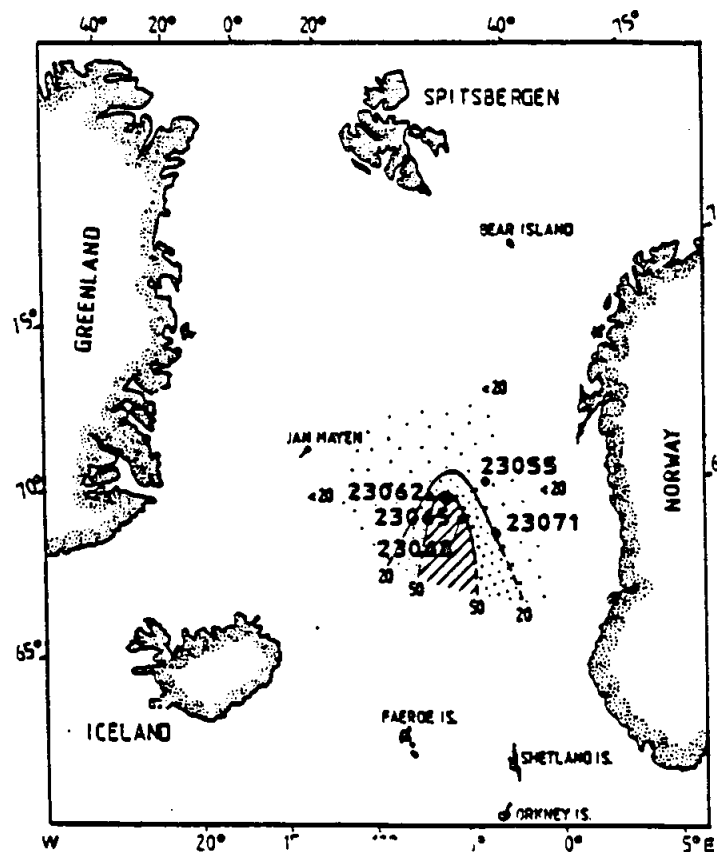


Abb. 35: Akkumulationsraten im Isotopenstadium 5a - d.

Durch die fehlenden Werte des Kerns 23074 kann nicht beurteilt werden, ob der Eiseintrag in dieser Richtung wieder ansteigt. Die quantitative Differenz zwischen dem Häufungsgebiet (50 mg/qcmka) und dem umliegenden Saum mit niedrigeren Werten (unter 20 mg/qcmka) ist aber nicht so ausgeprägt wie im Stadium 3.

Isotopenstadium 6

Im Isotopenstadium 6 lagen die durchschnittlichen Werte des Eiseintrags in der Norwegischen See auf höherem Niveau als in allen darauffolgenden Stadien. In der zentralen Norwegischen See werden in den Isotopenstadien 5 - 1 Durchschnittswerte zwischen 10 und 20 mg/qcm/ka registriert, die im Stadium 6 auf das 2.5-fache ansteigen. Im südöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes treten dagegen keine bedeutenden Veränderungen ein. Werte von über 300 mg/qcm/ka werden wiederum auf dem südlichen (und inneren?) Vöring-Plateau ermittelt (Abb. 36).

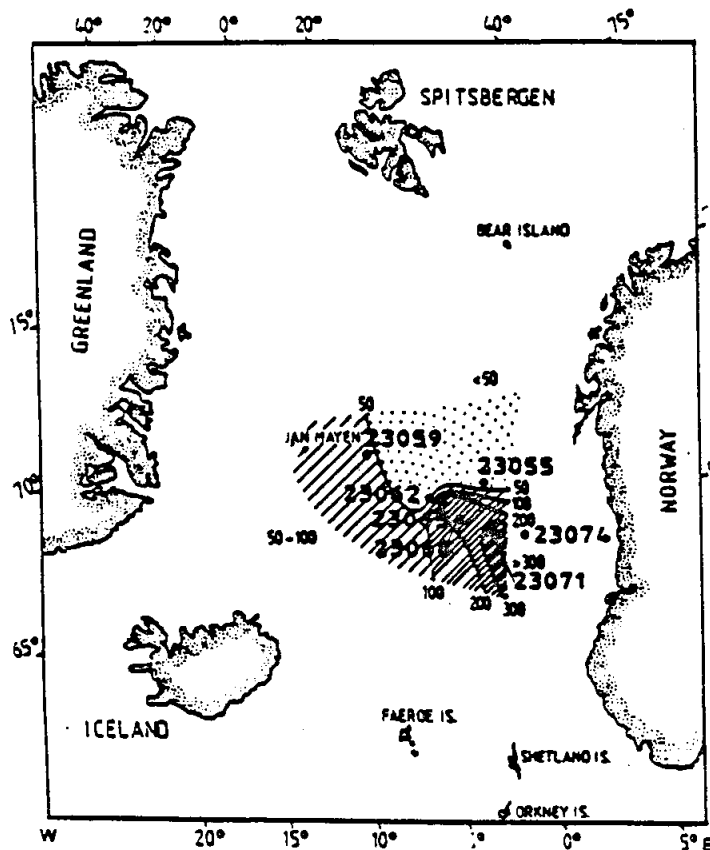


Abb. 36: Akkumulationsraten im Isotopenstadium 6.

Vom südlichen Vöring-Plateau reicht eine Hochakkumulationszone in nördlicher Richtung in die Norwegische See hinein. Der Gradient, mit dem die Akkumulationsraten in den darauffolgenden Isotopenstadien vom Norwegischen Kontinentalhang zur Norwegischen See abfielen, verlief immer relativ gleichbleibend küstenparallel.

Im Stadium 6 biegt sein Verlauf um. Auf dem nördlichen Vöring-Plateau verläuft der Gefällegradient nun in NW - SE Richtung. Entlang des westlichen Vöring-Plateau Randes verflacht der Gradient etwas, zeigt aber dennoch einen ausgeprägten Nord - Süd Verlauf.

Stadien 2/1 - 6

Berechnet man die Durchschnittswerte aller Isotopenstadien von der 2/1 Grenze bis zurück zum Stadium 6 (Abb. 37), dann fallen gewisse Ähnlichkeiten zum Bild des Stadiums 6 auf. Grundsätzlich sind 2 verschiedene Zonen zu unterscheiden:

- Am Norwegischen Kontinentalhang und auf dem inneren Vöring-Plateau werden Werte von über 400 mg/qcm/ka erreicht. In nördlicher und westlicher Richtung fallen diese Werte sehr stark ab.
- Im Lofoten Becken und in der westlich/zentralen Norwegischen See liegen die Werte im Durchschnitt unter 30 mg/qcm/ka.

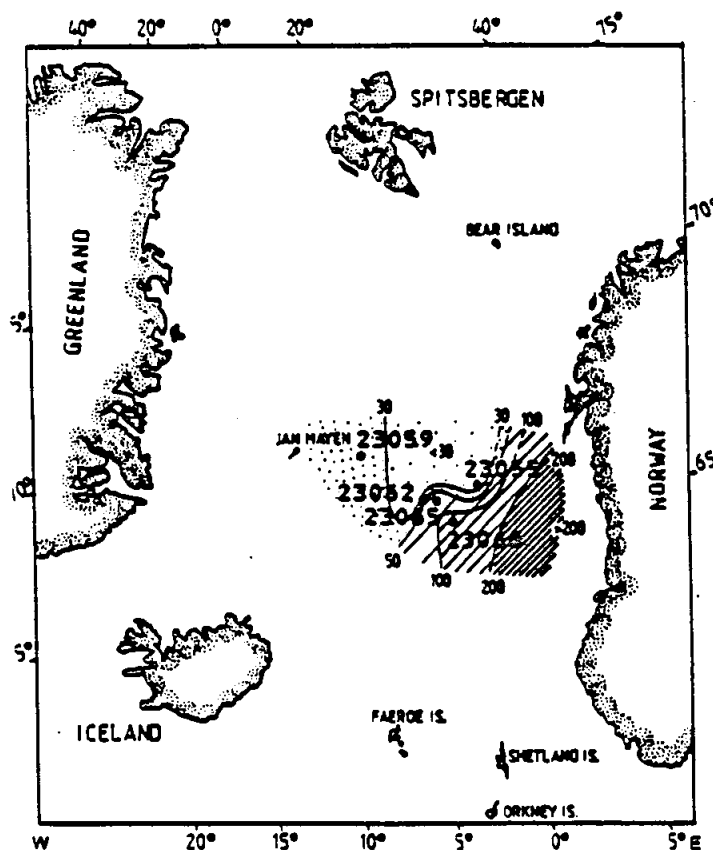


Abb. 37: Akkumulationsraten in den Isotopenstadien 2/1 - 6.

Selbst wenn nur die Durchschnittswerte herangezogen werden, fällt das deutliche Gefälle vom Norwegischen Kontinentalhang zur westlichen und nördlichen Norwegischen See auf. Mit zunehmender Nähe Norwegens sind die Akkumulationsraten grobkörnigen eistransportierten Materials um das mindestens 7-fache höher als in landferneren Bereichen der Norwegischen See.

11. Diskussion

Das Hauptargument für südwärts gerichtete Strömungen in der östlichen Norwegischen See ist die regionale Verteilung klastischer Sedimentgesteine. Als Herkunftsgebiet dieser Gesteine wird der Bereich Svalbard - Barents See angesehen. Im Folgenden wird diskutiert, warum diese Region das wahrscheinlichste Liefergebiet für Silt- und Sandsteine war. Dabei werden alle möglichen Liefergebiete einbezogen und auf stratigraphische Übereinstimmung mit den palynologisch datierten Dropstones überprüft. Ausserdem wird diskutiert, ob die Herkunft der klastischen Sedimentgesteine im Einklang oder Widerspruch mit den bisherigen Kenntnissen über die Dynamik der spätpleistozänen Eisdecken steht.

Eine Abstammung dieser Gesteine aus den mesozoischen Abfolgen Ost- und Nordostgrönlands (Wandel Sea Basin) ist mit einiger Sicherheit auszuschliessen. In Zentral Ostgrönland verläuft von 70°20' - 77°N ein küstenparalleler Streifen paläo/mesozoischer Sedimentgesteine. Die grösste Fläche davon nehmen jurassische Schichten ein, während die Ausdehnung der Trias und Kreide vergleichsweise gering ist (Birkelund & Perch-Nielsen 1976).

Im palynomorphen Befund wurden aber fast ausschliesslich Trias und Unterkreide Assoziationen gefunden, während das Jura weitgehend fehlt. Von der Unterkreide ist der Ausschnitt von Barreme - Alb am häufigsten vertreten, einige Proben reichen aber auch bis ins Valangin zurück.

In den kretazischen Abfolgen Ostgrönlands fehlt das Hauterive - Barreme dagegen völlig, während die Schichten des Valangin - Alb nur lückenhaft vorhanden sind (Donovan 1957, 1964). In der Trias sind die Sedimente Ostgrönlands faziell anders entwickelt als das Probenmaterial. Das Wandel Sea Basin in Nordost Grönland scheidet als mögliches Liefergebiet ebenfalls aus. Hier erfolgte der weiteste Eisvorstoss erst um 10.3 ka (Hjort 1979). Danach wich der Eisrand relativ schnell auf inner-Fjord Positionen zurück. Selbst während des weitesten Eisvorstosses blieben weite Teile der Tiefland- und Nunatak Regionen eisfrei. Daher konnte eine bedeutende Anlieferung von Eisdriftmaterial aus dieser Gegend erst nach 10 ka erfolgen, als sich die Eisdecke unter Bildung vieler Eisberge auflöste. Schliesst man sich der Ansicht von Clapperton (1975) an, dass das meiste Eisdriftmaterial im Gefolge von Surge-Ereignissen angeliefert wird, dann konnte ein quantitativ bedeutsame Anlieferung aus dem Wandel Sea Basin erst deutlich nach 10 ka eingesetzt haben, da der Eisrückzug in Nordost Grönland verspätet einsetzte (Hjort 1979).

In der westlichen Norwegensee (23059) wurde in einer Probe von 9.5 ka - rezent ein mittelgrauer, laminierter Oberkreide-Tonstein gefunden, der aus dem Wandel Sea Basin stammen könnte. Ausserdem enthalten Dropstones in der westlichen Norwegischen See geringe Anteile altpaläozoischer Siltsteine, die sowohl aus der Nordgrönländischen Geosynklinale und dem nördlichen Vorland der Kaledoniden (Henderson 1976), als auch aus den verfalteten Sedimentserien des nördlichen Nordaustlandet stammen können (Flood et al. 1969).

Die organische Materie der altpaläozoischen Sedimentgesteine konnte zwar nicht detailliert bestimmt werden, ist aber mit Sicherheit älter als Devon (Lund & Ecke, unpubl. Daten).

In der südöstlichen Norwegischen See ist der Silt- und Sandsteinanteil durchwegs gering. Damit kann eine quantitativ bedeutende Anlieferung klastischer Sedimentgesteine aus südöstlichen Randbereichen der Norwegischen See (Britische Inseln - Nordsee - Südkandinavien) weitgehend ausgeschlossen werden. Die Präsenz von Kreide bezeugt aber dennoch einen Eintrag aus dieser Region, der vorwiegend aus Gesteinen Südkanindiaviens bestand.

Der Anteil baltischer Geschiebe in Dänischen Moränen nimmt in westlicher Richtung beständig ab und liegt in Nordjütland bereits unter 10 % (Milthers 1909). Die dortigen Gerölle bestehen fast ausschliesslich aus südnorwegischen Gesteinen. Daraus ergibt sich der Schluß, daß Eisberge, die aus denselben Eismassen entstanden sind, ebenfalls nur maximal 10% baltischer Gesteine enthalten konnten.

Vor 14 ka war der gesamte südnorwegisch - dänische Raum eisbedeckt (Andersen 1981, Holtedahl 1986) und von Eisrandoszillationen gekennzeichnet. Zwischen 14 und 13 ka hat sich die Eisfront von Jütland bis auf eine Position nahe der norwegischen Küste zurückgezogen. Darauf folgte ein erneuter Vorstoss in der jüngeren Dryas (11 - 10.6 ka), durch den die parallel zur südnorwegischen Küste verlaufenden Ra-Endmoränen entstanden (Andersen 1979, Sörensen 1979).

In der Oslofjord-Skagerrak Region befanden sich konfluente Eisströme, durch die der Untergrund tief erodiert wurde. Dabei müssen auch mesozoische Sedimentgesteine erodiert worden sein, die im tieferen Teil des Skagerrak und der Norwegischen Rinne anstehen (Holtedahl 1988) und für die ein Alter von Ober Trias bis Oberkreide vorgeschlagen wird (van Weering 1982). Gerölle vom norwegischen Schelf enthalten neben Kristallingesteinen oft auch geringe Anteile klastischer Sedimentgesteine und Kohlenfragmente, die auf dem gegenwärtigen Festland nicht anstehen (Böe & Bjerkli 1989, Nordhagen 1921, Oftedahl 1975, Holtedahl 1988). Die Gerölle bestehen vorwiegend aus Gesteinen des nahen Hinterlandes, aber es kommen auch weit-transportierte Gesteine aus dem Oslo Graben sowie Kreide und Flint vor.

Glazimarine Sedimente der nordwestlichen Nordsee enthalten ebenfalls vorwiegend Gesteine lokalen Ursprungs: Dalradian/Moinian Meta-Sedimente und Meta-Plutonite, Devon Sandsteine und Vulkanite und Paläozoisch-Mesozoische Sandsteine. Daneben treten aber auch noch Kreide und Feuersteine auf (Stoker & Bent 1975).

Die geringe Repräsentanz von Schelfgesteinen in Dropstones der Norwegischen See kann 2 Ursachen haben:

- Das auf dem Schelf anstehende Gestein wurde zuletzt in das Eis eingebaut und konnte sich so nur in der basalen Zone anreichern. Deshalb würde es aus einem Eisberg auch als erstes wieder herausfallen und könnte bereits in unmittelbarer Nähe zum Ursprungsort wieder abgelagert worden sein. Derselbe Effekt würde bei einem flotierenden Eisschelf sogar noch eher, vor dem Abkalben der Eisberge, eintreten (Drewry & Cooper 1981).

- Die physikalischen Eigenschaften des Sedimentgesteins bestimmen seine Erhaltungsfähigkeit während der Eiserosion. Schelfgesteine wurden vom vorrückenden Inlandeis überfahren und infolgedessen hoher Druck- und Scherbeanspruchung ausgesetzt. Subglaziale Schmelzwässer können durch die Schleifwirkung ihrer Suspension die Erosion noch beträchtlich verstärken. Das Resultat ist eine starke mechanische Beanspruchung der auf dem Untergrund des Schelfs anstehenden Gesteine. Am empfindlichsten haben Gesteine der 'Unit IV' (Oberjura - Unterkreide) auf die Erosion reagiert. Sie bilden einen küstenparallel verlaufenden Streifen auf dem mittelnorwegischen Schelf zwischen 63° und 66°30'N (Bugge et al. 1984). Diese Formation wurde in der über 500 m tiefen Suladjupet Depression, die 80 km nordwestlich der Mündung des Trondheimfjordes liegt, am stärksten erodiert.

'Unit IV' besteht aus einem dunkelgrauen - schwarzen Tonstein von auffallend weicher Konsistenz. In westlicher Richtung folgen auf diese Tonsteine kompetentere Schichten des Paläozäns - Oligozäns, die als submarine Rücken in Erscheinung treten, so dass von einer bevorzugten, selektiven Erosion der dunklen und weichen Tonsteine ausgegangen werden muss. Dieses Gestein wurde im Probenmaterial ausschliesslich in den Stationen 23075 und 16327 gefunden. Die palynomorphe Altersbestimmung dieses Gesteins lautet auf Alb.

Die besonderen Eigenschaften dieses Gesteins werden auch durch sedimentologische Untersuchungen von Høltedahl et al. (1974) erhärtet. In dieser Analyse toniger Sedimente vom Suladjupet wurde sowohl die Tonmineralzusammensetzung als auch grobkörnige Gesteinsfragmente (Tonsteine) untersucht. Die Zusammensetzung der Tonmineralfraktion des Sediments stimmt mit der Matrixbeschaffenheit der Tonsteine überein. Dies führt zu der Schlussfolgerung, dass das gesamte Sediment aus abradierten Fragmenten dieser schwarzen Tonsteine besteht. Die Konsistenz der Tonsteine wird als sehr weich beschrieben. Damit kann die ursprüngliche zeitliche Einstufung der Unit IV auf Alb eingengt werden.

Die weichen Tonsteine müssen von Eisbergen in NNW Richtung verdriftet worden sein und erreichten nur die Stationen 23075 und 16327. Dass die Tonsteine aber nur in der basalen Zone des Eises konzentriert waren, setzte ihrer räumlichen Verbreitung enge Grenzen. Die äussere Verbreitungsgrenze reichte jedenfalls nicht nennenswert über die o. gen. Stationen hinaus. Dieses Muster stimmt auch mit den Dropstone Akkumulationsraten überein, die ebenfalls parallel zum Schelfrand Maximalwerte erreichen.

Dadurch bestätigte sich, dass Eisberge zuerst das in der Basalzone angereicherte terrigene Material verlieren, während das im Eis eingeschlossene Material weiter transportiert werden konnte und erst später im distal marinen Milieu abgelagert wurde.

Ein weiterer Bereich mit weitgehend denudierten Mesozoischen Untergrund liegt westlich der Lofoten und Vesterålen (Rise et al. 1988, Rokoengen & Sætem 1983). Hier liegt vermutlich die südliche Verbreitungsgrenze des Ursprungsgebietes der Silt- und Sandsteine, das auf dem Nordnorwegischen und Barents Schelf sowie festländischer Regionen Svalbards zu suchen ist.

Diese Zuordnung stützt sich im Wesentlichen auf das regionale Verteilungsmuster auf dem Vöring-Plateau mit Werten, die von dort aus in westlich-, östlich- und südlicher Richtung abnehmen. Die Proben 16308, -313, -061, -043 und 23075 ergeben ein 500 km langes Nord - Süd Profil vom Norwegischen Kontinentalhang und enthalten maximal 17% Silt- und Sandsteine. Dabei ist eine abnehmende Tendenz nach Süden zu verzeichnen.

Weitere Evidenz konnte aus Proben vom Barents Schelf Sedimentfächer (23258, -259, -261 und -262) gewonnen werden. Vor 15 ka bestehen die Dropstones in dieser Region vorwiegend aus verschiedenartigen Kristallingesteinen mit relativ geringen Anteilen klastischer Sedimentgesteine.

Unmittelbar nach 14.9 ka (Hahn, unpubl. Daten) setzt ein kompletter Umschwung in der Dropstone Zusammensetzung ein, die danach nur noch aus Ton-, Silt- und Sandsteinen bestehen. Die Proben vom Barents Sedimentfächer stimmen sowohl im Prozent-Gehalt als auch in der qualitativen Zusammensetzung mit entsprechenden Proben vom Vöring-Plateau überein. Die Assoziationen bestehen aus grauen und braunen Siltsteinen, schwarzen Tonsteinen und dem spezifischen, hellgrauen Sandstein, der vom Vöring-Plateau bekannt ist.

Der palynologische Befund für diese Gesteine lautet auf mittlere Trias und Unterkreide. Daneben sind Tonsteine des Oberjura und altpaläozoische Sedimente nahezu unbedeutend. Aus diesem Ergebnis kann zumindest gefolgert werden, dass das Herkunftsgebiet ein Bereich sein muss, in dem vorwiegend Trias und Unterkreide Gesteine anstehen, während das Jura vergleichsweise unbedeutend ist.

Im Probenmaterial fehlt bis auf eine Ausnahme die Oberkreide. Das Tertiär ist ebenfalls nicht vorhanden. Dieser Befund ist etwas überraschend, da bei einer Abstammung aus Spitzbergen tertiäre Gesteine zu erwarten wären, die in einem relativ grossen Becken in Zentral Südspitzbergen anstehen (Birkenmajer 1981).

Ausserdem umfasst das Probenmaterial nur einen Ausschnitt der auf Svalbard und dem Barents Schelf anstehenden Gesteine. Während dort eine relativ vollständige Sequenz jungpaläozoisch - mesozoischer Gesteine ansteht (Steel & Worsley 1984, Ulmishek 1985, Fjaeran et al. 1985), ist in den Proben nur die mittlere Trias (Ladin) und ein Ausschnitt der Unterkreide vorhanden.

Im palynologischen Befund (Lund & Ecke, unpubl. data) zeigt sich, dass die gemischte Assoziation aus hellgrauen/-braunen Siltsteinen, weissen Sand- und schwarzen Tonsteinen aus der mittleren Trias und der Unterkreide stammt. Die Trias kann weiter auf das Intervall Scyth - Karn, die Unterkreide auf Valangin - Alb eingengt werden. Dabei ist beachtenswert, dass alle Proben, in denen mehrere lithologisch identische Gesteinsfragmente untersucht wurden, immer jeweils eine mittlere Trias und Unterkreide Kombination erbrachten.

Daraus folgt, dass im Ursprungsgebiet dieser Gesteine die Trias und Unterkreide faziell ähnlich entwickelt sein müssen, was auf die Lithologien im Untergrund der Barents See zutrifft (Elverhöi et al. 1988). Auf dem Nordnorwegischen Schelf ist die Struktur des Untergrundes durch seismische Untersuchungen (Eldholm & Talwani 1977) und Bohrungen (Olaussen et al. 1984) zum Teil bekannt und weist ähnliche Merkmale wie die Barents See auf. Gesteinsbeschreibungen jurassischer Sandsteine zeigen zwar enge lithologische Verwandtschaft zu Sandsteinen aus Dropstone Proben, aber letztere sind ausnahmslos als Trias Sandsteine identifiziert worden. Jura Sandsteine sind im Probenmaterial entweder nicht oder nur in sehr geringen Quantitäten vorhanden.

Auf dem Nordnorwegischen Schelf werden die mesozoischen Schichten von N-S und NE-SW streichenden Störungen durchzogen (Sund et al. 1986). Dadurch wurden die Schichten verstellt und fallen nach NE ein. Während die mesozoischen Gesteine in landfernen Bereichen der Barents See abgesunken und unter känozoischen Sedimenten begraben sind, steigen sie mit Annäherung an die Troms-Finnmark Plattform wieder an die Oberfläche. Die Abfolge besteht dort aus über 2.000 m mächtiger mittlerer Trias, über der direkt Unterkreide ansteht. Das Jura ist dagegen geringmächtig und nur in abgesunkenen Gräben vorhanden (Sund et al. 1986).

Das Fehlen der untersten Unterkreide findet seine Erklärung in einem Hiatus, der vom Volg bis ins untere Valangin reicht. Die in Dropstones gefundenen Trias Silt- und Sandsteine passen zur lithostratigraphischen Einheit 'Group T 1' (Sund et al. 1986), die von Scyth - Karn reicht und damit genau den Bereich umfasst, der auf dem Untergrund der westlichen Barents See weitgehend fehlt (Elverhöi et al. 1988). Gemischte Silt- und Sandstein Assoziationen der mittleren Trias finden sich entlang der Troms-Finnmark Plattform und setzen sich östlich bis in das nördliche Timan-Pechora Becken fort (Ulmishek 1985).

Damit ist die Troms-Finnmark Plattform das wahrscheinliche Liefergebiet für Trias Silt- und Sandsteine. Die Unterkreide in diesem Sektor passt stratigraphisch zum Dropstone Befund, wird aber von einer fast ebenso mächtigen Oberkreide begleitet, die in Dropstones weitgehend fehlt. Aus diesem Grund muss für die Unterkreide Gesteine ein anderes Herkunftsgebiet angenommen werden. Ihr möglicher Ursprung lässt sich durch lithologische Kriterien einengen. Prinzipiell sind alle in Dropstones vertretenen Sedimentgesteinsarten auch auf dem Untergrund der Barents See in vergleichbaren quantitativen Proportionen, aber mit ausgeprägten regionalen Verteilungsmustern, vorhanden (Elverhöi et al. 1988).

Nördlich einer Linie, die von Barentsöya über Kong Karls Land nach NE verläuft, stehen auf dem Untergrund der Barents See Cherts, Kalksteine, Dolerite und Hekla Hoek Gesteine an. Südwestlich dieser Linie erstreckt sich ein relativ breiter Gürtel aus Ton-, Silt- und Sandsteinen von Edgeöya über Hopen bis zur Bäreninsel. Das Anstehende gehört zur Trias und in das Intervall Oberjura - Unterkreide. Im äussersten Westen dieser Zone stehen vorwiegend dunkelgraue - schwarze Tonsteine an, während sich östlich davon hell- bis mittelgraue Silt- und Sandsteine anschliessen (Edwards 1975, Elverhöi et al. 1988).

Darin liegt vermutlich der Grund für den erhöhten Anteil schwarzer Tonsteine in den Stationen 23258 und -259, die ihr Material aus Spitsbergenbanken, Südspitsbergen und Edgeöya erhielten. Die Eisberge, in denen diese Gesteine eingeschlossen waren, sind durch die Störfjord Rinne in die nördliche Norwegische See gelangt und von dort nach Südwesten gedriftet.

Generell stehen im zentralen Teil des Barents Schelfs die jüngeren (Oberjura - Unterkreide), und im Randbereich und tektonisch herausgehobenen Horsten die älteren (Trias) Formationen an. So ist die Herkunft der Unterkreide Gesteine in flachen Bereichen der zentralen Barents See zu suchen, wahrscheinlich Störbanken. Auf dem Sentralbanken-Hoch wird Trias vermutet, so dass dort, neben der Troms-Finnmark Plattform ein weiteres Ursprungsgebiet triassischer Silt- und Sandsteine liegt. Darüber hinaus haben palynologische Altersbestimmungen von Gesteinsproben von Sentralbanken (Bjaerke 1979) die Präsenz von Unterkreide (Barreme - Alb) belegt.

Als möglichen Grund für das weitgehende Ausbleiben von Gesteinen der mittleren Trias (Sassendalen Group) auf dem Barents Schelf nennen Elverhöi et al. (1988) glaziale Erosion, durch die die überwiegend feinkörnigen Sedimente (Ulmishek 1985) abgeräumt worden sind. Das könnte den hohen Prozentsatz feinkörniger Siltsteine im Probenmaterial erklären, während auf dem westlichen Barents Schelf vorwiegend Sandsteine anstehen.

Demnach wären die Trias und Unterkreide Siltsteine vorwiegend von den flachen Schwellenregionen der Barents See (Stör- und Sentralbanken) erodiert worden. Nach 16 ka setzte das in mehrere Phasen gegliederte Abschmelzen des Barents Eisschildes (Solheim & Kristoffersen 1984, Salvigsen 1981, Salvigsen & Nydal 1981, Elverhöi & Solheim 1983) ein. Die Eisdecke hat klastische Sedimentgesteine vom Untergrund aufgenommen. Eisberge sind zuerst in tieferen Teilen der Barents See (Bäreninsel Trog und Störfjord Rinne) abgebrochen, wobei die Instabilität des Eisschildes eher durch einen ansteigenden Meeresspiegel als durch einen Temperaturanstieg ausgelöst wurde (Jones & Keigwin 1988). Es entwickelten sich 2 grosse Kalbungsbuchten, durch die Eisberge in die Norwegische See ausgestossen wurden:

- Eisberge aus der zentralen und südlichen Barents See sind durch die Bäreninsel Rinne in die Norwegische See gelangt und transportierten vorwiegend graue Silt- und Sandsteine zum Vöring-Plateau.

- Die zweite Kalbungsbucht lag im Störfjord Trog, durch den Eisberge von Süd Svalbard und Spitsbergenbanken mit erhöhten Gehalten schwarzer Tonsteine in die westlich/zentrale Norwegische See getrieben sind.

Bislang ist ungeklärt, in welche Richtung sich die Eisströme in der zentralen Barents See bewegt haben. Es darf vermutet werden, dass das Eis in flachen Schwellenregionen auf dem Festgestein aufgelegt hat und von diesen Widerlagern in die tieferen Becken abgeflossen ist. Dort wurde dem vorrückenden Eis erhöhter Widerstand durch unkonsolidierte Sedimente (Elverhöi & Solheim 1984) entgegengesetzt, wodurch die Fließgeschwindigkeit an der Eisfront herabgesetzt wurde. In der Folge muss sich erhöhter Staudruck aus der Eisakkumulationszone aufgebaut haben, so dass sich im Eis Scherflächen bildeten, auf denen das Eis übereinander geschoben werden konnte. So konnte das an der Eissohle aufgenommene Gesteinsmaterial in eine höhere Position im Eisstrom 'aufsteigen'. Im Eis eines Eisbergs eingeschlossen, konnte dieses Material auch eine längere Drift überstehen, ohne bereits vorher, wie das in der Basalzone angereicherte Material, herauszufallen.

Silt- und Sandsteine vom Vöring-Plateau sind gut bis vollkommen gerundet, was auf einen Kontakt mit Schmelzwässern hindeutet. Möglicherweise enthielten die Eisströme subglaziale Tunneltäler, in denen die terrigenen Komponenten eine erste Zurundung erfuhren.

12. Schlussfolgerungen

Während der Isotopenstadien 2 und 1 durchlief die Norwegische See eine klimatische Entwicklung von hochglazialen Verhältnissen, die dem Klima des rezenten Arktischen Ozeans vermutlich sehr ähnlich waren, bis zum gegenwärtigen Interglazial mit dem Einstrom relativ warmer Wassermassen aus niedrigen Breiten. Diese Entwicklung kann in 3 Schritte unterteilt werden.

Das letzte glaziale Maximum reichte von 20 ka bis ca. 16 ka und war mit der größten Ausdehnung der kontinentalen Eisdecken verbunden. Der skandinavische Eisschild reichte zu dieser Zeit vermutlich bis an die Schelfkante (Andersen 1981). Spitsbergen war, bis auf seine Westküste, ebenfalls vollständig eisbedeckt (Hald & Vorren 1988). Dieser Eisschild war wahrscheinlich direkt mit dem grossen Barents See Eisschild verbunden, dessen Existenz aufgrund geologischer und geophysikalischer Befunde gesichert ist (Elverhöi & Solheim 1983, Kristoffersen et al. 1984, Grosswald 1980). Auf der grönländischen Seite ist die Ausbreitung des Inlandeises auf dem Schelf nicht in demselben Mass bekannt wie auf dem norwegischen Schelf. Gesichert ist, dass sich der Eisrand zwischen 12 und 10 ka in der Nähe der heutigen Küste befand und danach auf inner-Fjord Positionen zurückwich (Weidick 1976).

Zwischen 16 und 10 ka sind diese Eismassen im Verlauf einer in 2 Schritten abgelaufenen Termination abgeschmolzen. In einem ersten Schub zwischen 16 und 13 ka wich der skandinavische Eisrand bis in die Nähe des heutigen Küstenverlaufs zurück (Holtedahl 1989), während der Barents See Eisschild, bedingt durch den Meeresspiegelanstieg, instabil wurde und demzufolge fast völlig zusammenbrach (Vorren und Hald 1988). Zwischen 13 und 10 ka wurde die Erwärmung von 2 kurzen, maximal 800 Jahre dauernden klimatischen Rückschlägen, der älteren und der jüngeren Dryas unterbrochen. Danach verlief die weitere Erwärmung sehr rasch, der skandinavische Eisschild schmolz ab und um 8.5 ka befand sich nur noch ein kleiner Rest davon in Mittelschweden (Andersen 1981).

Im Europäischen Nordmeer wurde die Verfügbarkeit von Eisdriftmaterial weitgehend von der Ausbreitung der kontinentalen und marin gegründeten Eisdecken gesteuert. Gewaltige Mengen Gesteinsmaterial wurden von dem vorrückenden Inlandeis erodiert und, wenn sie nicht vorher durch Schmelzwässer abtransportiert oder als Moränen abgelagert wurden, ins Eis eingeschlossen. Diese Gesteine konnten dann mit Eisbergen in der Norwegisch Grönländischen See verbreitet werden. Aus der quantitativen Betrachtung des Eisdriftmaterials geht hervor, dass die grössten Mengen von Dropstones in der Nähe des Norwegischen Kontinentalhangs und auf dem südlichen Vöring-Plateau abgelagert wurden. Nördlich und westlich davon ergibt sich ein gänzlich anderes Bild mit 10- bis 20-fach geringerem Eiseintrag.

Daraus lässt sich direkt, ohne die qualitative Beschaffenheit der Dropstones zu berücksichtigen, folgern, dass die grössten Mengen Eisberg transportierten Materials in unmittelbarer Nähe des Ursprungsgebietes bzw. des Eisrandes anfallen. Dieses Material muss sich in der Basalzone des Eisstroms befunden haben und konnte so als erstes herausfallen. Mit zunehmender Entfernung vom Eisrand fällt auch das im Eisberg eingeschlossene Material heraus.

Für die Zeit zwischen dem letzten glazialen Maximum und dem Holozän lassen sich anhand des Eisdriftmaterials 5 verschiedene Szenarien herausarbeiten:

Szenario 1: vor 16 ka. Zu dieser Zeit (Abb. 38) besteht das Eisdriftmaterial in der Norwegisch Grönländischen See fast ausschliesslich aus Kristallingesteinen. Alle Proben enthalten Kreide und Feuersteine als Indikatoren einer Anlieferung aus dem Süden. Generell ist das Material stark durchmischt, klare regionale Trends sind nicht zu erkennen. Setzt man das in Kernen vom südlichen Vöring-Plateau gefundene Eisdriftmaterial einmal als 'Abdruck' der Gesteinsinformationen des westlichen und südlichen Norwegens an, so kann mit Sicherheit gesagt werden, dass sich dieses Muster nirgendwo in der Norwegischen See wiederholt. Eine detaillierte Untersuchung der Kristallingesteine hat ergeben, dass dunkle Gneise und Plutonite, die in Nordnorwegen weiter verbreitet sind als in südlichen Regionen, in der westlichen Norwegischen See besonders häufig sind und in östlicher Richtung abnehmen.

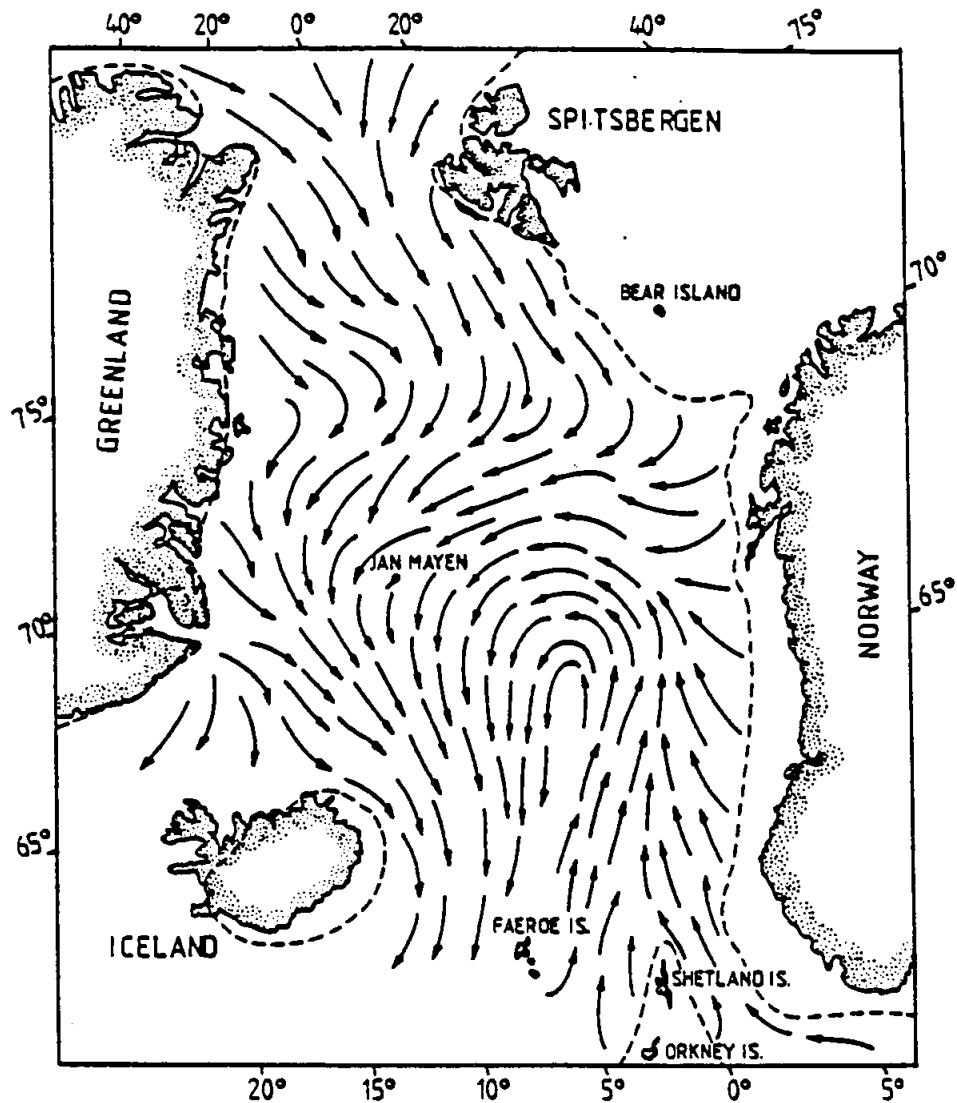


Abb. 38: Strömungsmuster vor 16 ka.

Dies lässt darauf schließen, dass in der Norwegischen See ein zyklonischer Wirbel bestanden hat, dessen Zentrum am westlichen Vöring-Plateau Rand lag, so dass in westlicher Richtung zunehmend Material nördlicher Provenienz angetroffen wird.

Die eigentliche Überraschung an diesem Material ist der geringe Anteil klastischer Sedimentgesteine. Obwohl der Eisrand vor 16 ka auf dem mittelnorwegischen Schelf lag (Andersen 1981) und von einer starken Erosion der darunterliegenden Sedimentgesteine ausgegangen werden muss, findet sich dieses Material im Dropstone Bestand nicht wieder.

Szenario 2: 16 - 14 ka: In dieser Zeit (Abb. 39) bleibt die Vorherrschaft kristalliner Gesteine prinzipiell erhalten, aber es kommt zu einer verstärkten Zonierung zwischen der zentralen Norwegischen See und ihren Randbereichen. Im Zentrum, zu dem auch das nordwestliche Vöring-Plateau zählt, kommt es zu einer auffälligen Anreicherung von hellen plutonischen Gesteinen, die die vormals dominierenden Gneise ablösen. Diese Gesteine werden zum Teil in Proben vom äusseren mittelnorwegischen Schelf wiedergefunden (Poseidon 313, 315, 327) und können mit dem Bindal Granit, der grössten zusammenhängenden Intrusion Norwegens (Ofte Dahl 1980) sowie den Graniten des Transskandinavischen Granitporphyrgürtels in Verbindung gebracht werden. Dabei wurden die mittelnorwegischen Gesteine bevorzugt auf dem nordwestlichen Vöring-Plateau und die roten Granite Südschwedens in der zentralen Norwegischen See abgelagert. Dafür spricht auch der dort signifikant erhöhte Gehalt an Kreide und Feuersteinen und die ständige Präsenz tertiärer, feinkristalliner Basalte, die im Süden und Südosten der Norwegischen See anstehen.

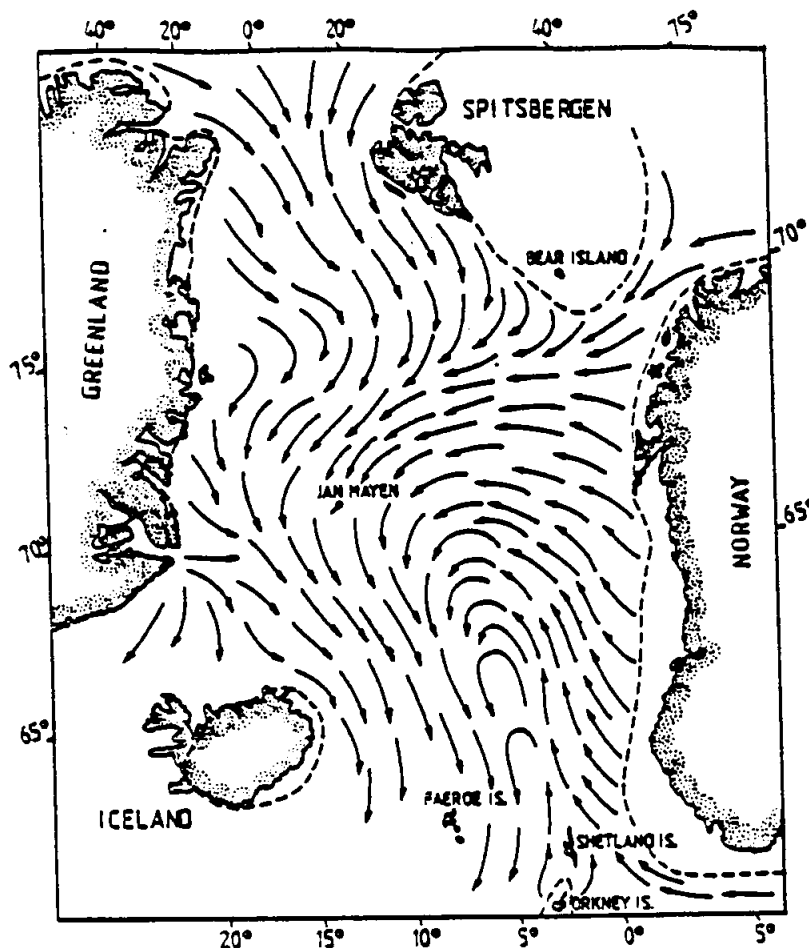


Abb. 39: Strömungsmuster von 16 bis 14 ka.

Szenario 3: 14 - 11 ka (Abb. 40): In dieser relativ kurzen Periode spielten sich die durchgreifendsten Veränderungen der Strömungsverhältnisse in der Norwegischen See ab. Die Kristallingesteine werden auf dem nördlichen und zentralen Vöring-Plateau vollständig durch klastische Sedimentgesteine ersetzt, die von den Trias und Unterkreidegesteinen Spitsbergens (Edgeöya und Barentsöya) und der daran grenzenden Barents See stammen. Lithologische Veränderungen innerhalb dieser Silt- und Sandsteine lassen erkennen, dass das Material zunächst vom Nordnorwegischen Schelf stammte und sich das Hauptliefergebiet dann nordwärts in die Barents See und nach Spitsbergen verlagerte.

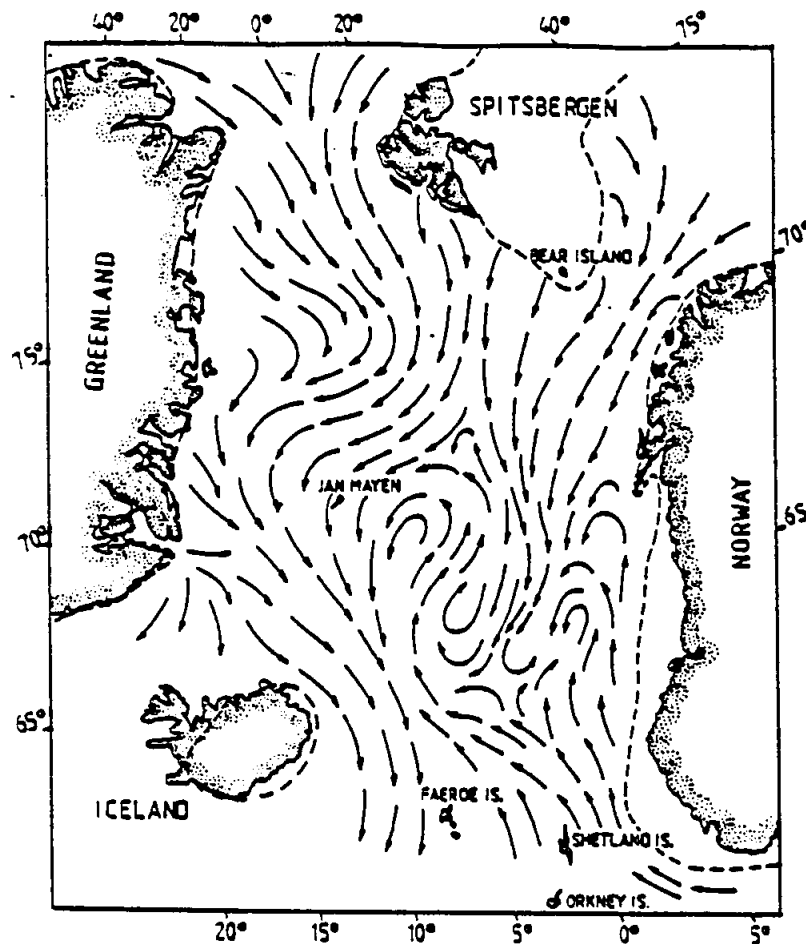


Abb. 40: Strömungsmuster von 14 bis 11 ka

Dafür spricht, dass vor Beginn des starken Sedimentimpulses schwarze und rote Tonsteine dominieren, die dann von hellgrauen Silt- und Sandsteinen verdrängt werden. Erst am Ende dieses Impulses, als sich die Silt- und Sandsteingehalte wieder verringern, kommt es erneut zu einem Anstieg der roten und schwarzen Tonsteine. Diese Gesteine können nach einer Analyse von Magne Gustavson den unmetamorphen, präkambrischen Sedimenten der Finnmark zugeordnet werden.

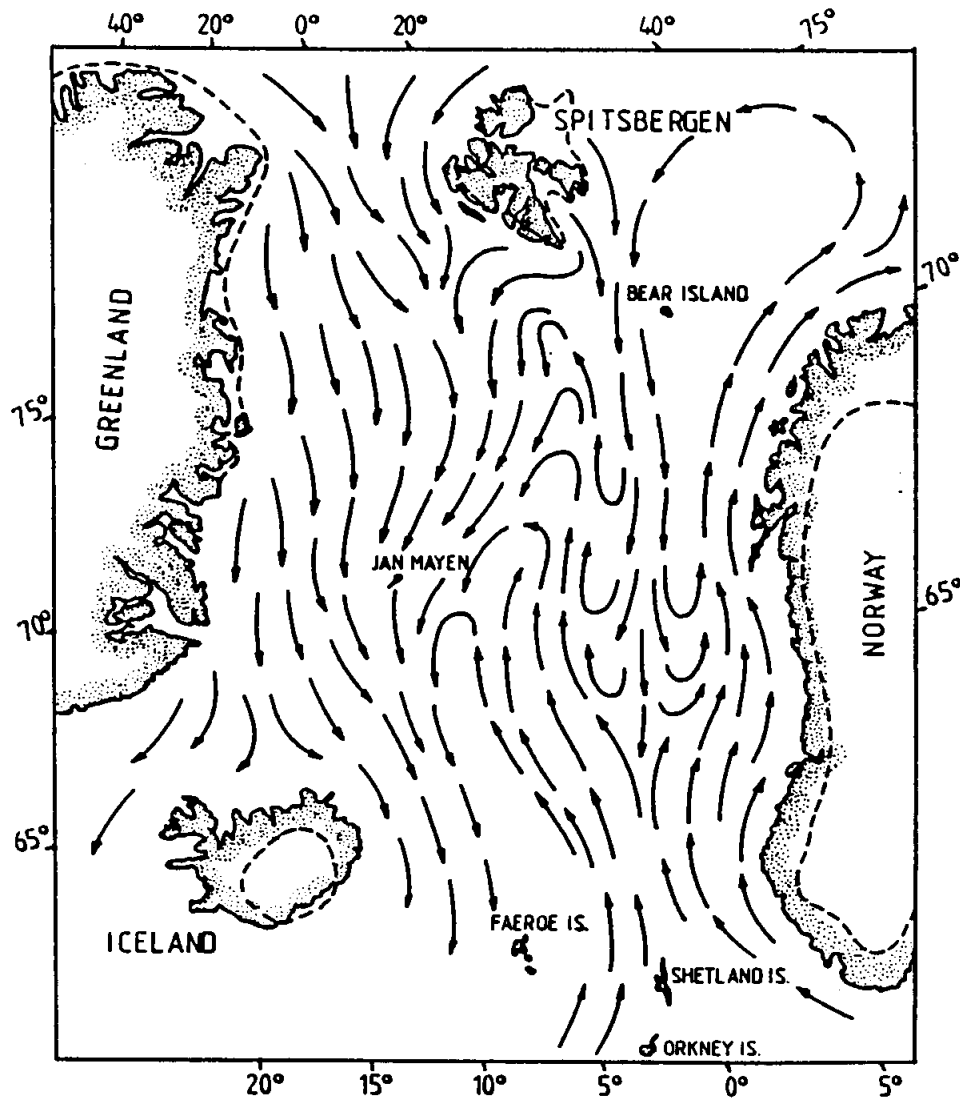


Abb. 41: Strömungsmuster von 11 - 9.7 ka.

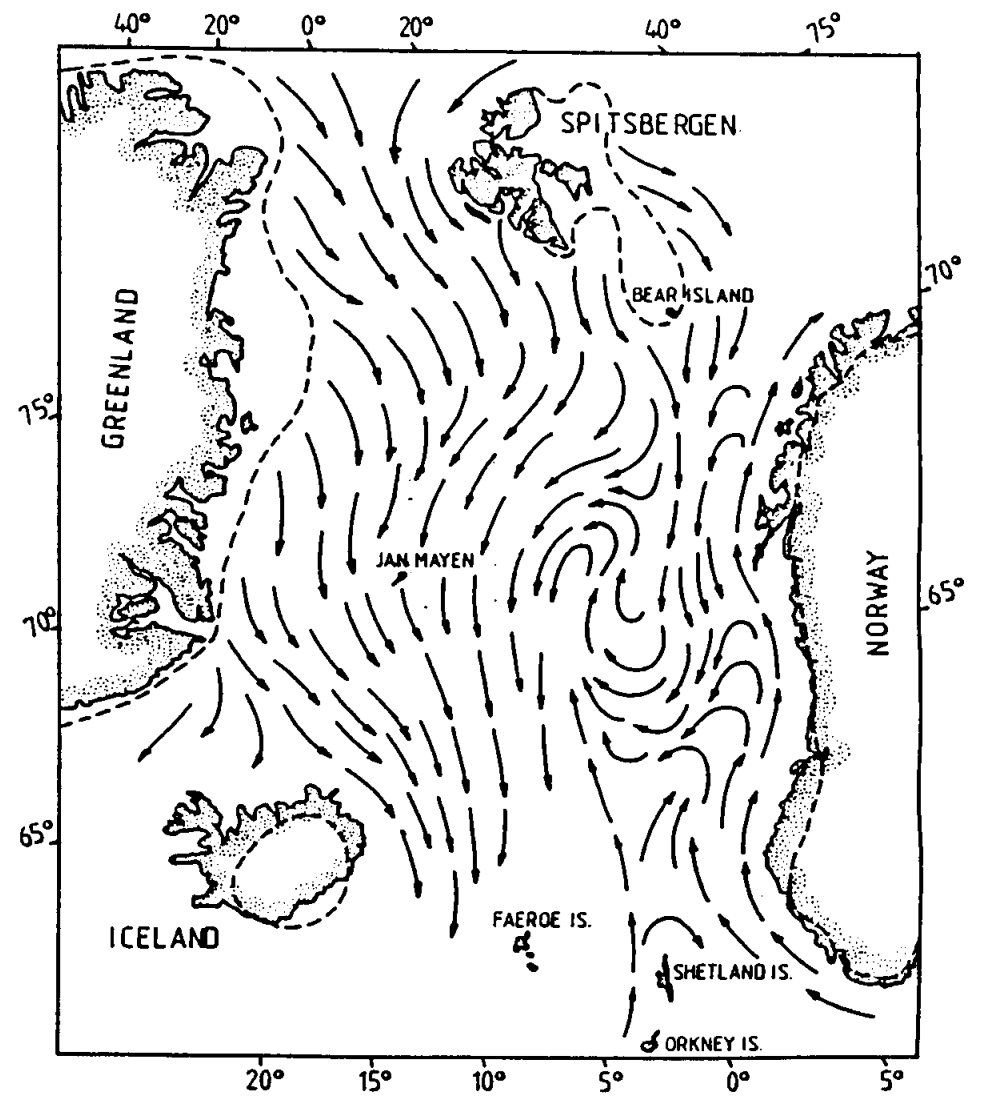


Abb. 42: Strömungsmuster von 9.7 - 9 ka.

So gesehen, bilden die qualitativen Veränderungen im Dropstone Bestand die Konturen einer nach Norden vordringenden Strömungsfront ab. In klarer zeitlicher Sequenz folgten aufeinander zunächst südschandinavisches Gesteine (Kreide, Flint, Porphyre etc.), dann gleichförmige Gneise der westlichen Gneis Region (Bryhni & Sturt 1985), gefolgt von Graniten und Schiefern der Region Nordland. Danach folgten dunkle, plagioklasreiche Gesteine aus Nordnorwegen, Sedimente aus Finnmark und schliesslich die Sand- und Siltsteine Ostspitzbergens und der Barents See.

Daraus ergibt sich für den Bereich des südlichen und inneren Vöring-Plateaus ein konstanter nord- bis nordwestwärts gerichteter Transport. Dies gilt für die Zeit vor 14 ka auch für das nördliche Vöring-Plateau und die zentrale Norwegische See, während im westlichen Übergangsbereich zur Grönlandsee ein Transport aus östlicher und nordöstlicher Richtung vorherrscht.

Zwischen 14 und 11 ka kehren sich die Strömungsverhältnisse auf dem nördlichen und zentralen Vöring-Plateau um und es kommt zu einer bevorzugten Anlieferung zunächst aus östlicher und später aus nordöstlicher Richtung.

Szenario 4: 11 - 9 ka (Abb. 41/42). Diese Zeit ist durch einen stark zurückweichenden Eisrand gekennzeichnet. In der zentralen Norwegischen See bildet sich entlang des westlichen Vöring-Plateau Randes eine zunächst schmale, später breiter werdende Zone aus, in der kein Eisdriftmaterial mehr abgelagert wird. Diese Zone, in der warme Wassermassen aus Südosten in die Norwegische See eindringen, trennt 2 südwärts gerichtete kalte Strömungen in der östlichen und westlichen Norwegischen See voneinander, in denen Eisdrift nach wie vor möglich war.

Das Eisdriftmaterial der westlichen Norwegischen See unterscheidet sich durch die andere Sedimentgesteinszusammensetzung von dem der östlichen Norwegischen See. Während im östlichen Teil weiterhin hellgraue Silt- und Sandsteine vorherrschen sind es in der westlichen Norwegischen See schwarze Tonsteine, die den Hauptteil der Sedimentgesteinsfraktion darstellen. Die Dropstones aus der westlichen Norwegischen See bestehen aus Gesteinen, die aus Nordgrönland und dem zirkum Arktischen Raum stammen, während die östliche Norwegische See fortlaufenden Eintrag aus Spitzbergen erhielt.

Nach 9.7 ka ändert sich dieses Bild, indem die südwärts gerichtete, kalte Meeresströmung aus der Barents See westwärts verschoben wird (Abb. 42) und damit in der östlichen Norwegischen See der Weg für nordwärts gerichtete Strömungen frei wird.

Szenario 5 Postglazial (nach 9.0 ka): Nach-eiszeitliche Sedimente sind durch wesentlich geringere Dropstone Gehalte gekennzeichnet als das eiszeitliche Material. Es finden sich relativ viel vulkanische Gesteine von Jan-Mayen, schwarze Tonsteine und diverse Gneise und Granite. Es fällt auf, dass im Gegensatz zum glazialen Muster Quarz und Feldspat nicht in ähnlichen Proportionen auftreten, sondern die Quarzkörner eindeutig

dominieren. Unter den wenigen Feldspäten finden sich fast nur noch weisse, klare Typen. Diese Dropstone Zusammensetzung stimmt mit ähnlichen Proben unter dem rezenten Ostgrönlandstrom überein und kann auf eine Arktische Herkunft zurückgeführt werden, zu dem in der Nähe Jan-Mayens die dort verbreiteten Vulkanite addiert werden.

13. Dank

Ich bedanke mich bei dem Betreuer meiner Doktorarbeit, Prof. Jörn Thiede, für die Möglichkeit, diese Studie anfertigen zu dürfen. Der DFG gilt mein Dank für die finanzielle Förderung dieses Projektes, wodurch die Arbeit sehr erleichtert wurde. Jens Jörgen Lund und Hans Herrmann Ecke gilt mein besonderer Dank für ihre palynologischen Datierungen, die eine exakte Zuordnung überhaupt erst möglich gemacht haben.

Ich bedanke mich bei Inge Bryhni und Odd Nielsen für die freundliche Unterstützung bei meinen Dünnschliffvergleichen in Oslo und bei Winfried Dahlmann und Andreas Köstler für ihre Dünnschliffe, ohne die einige der in dieser Arbeit präsentierten Schlussfolgerungen nicht möglich gewesen wären. Bei Gerhard Bohrmann bedanke ich mich für die konstruktive Kritik an meiner ersten Veröffentlichung.

Mein besonderer Dank gilt Ralf Peters, ohne dessen hervorragende Arbeit und Bereitschaft, mich auch an Feiertagen zu unterstützen, einige Termine nicht einzuhalten gewesen wären. Bei Herrn Hans Werner bedanke ich mich für die Anfertigung von Dünnschliffen in ausgezeichneter Qualität und bei Herrn Dr. Erlenkeuser für die C-13 und Kohlenstoffgehalts Analysen von Schwarzschiefern.

Ausserdem möchte ich mich aus diversen Gründen, die aufzulisten den Rahmen dieser Danksagung sprengen würde, bei Gudrun Thiel, Robert Spielhagen, Sabine Köhler, Klas Lackschewitz, Ingo Wollenburg, Uwe Pagels, Hanno Paetsch, Andrea Thies und Jan Scholten bedanken.

Literatur

- Aagaard, K. 1982. Inflow from the Arctic Ocean to the Polar Basin, In: Rey, L. (Hrsg.) The Arctic Ocean, 69 - 81.
- Agassiz, A. 1888. Three cruises of the United States Coast and Geodetic Survey steamer 'Blake', Bull. Mus. Compar. Zool., 14, 1-12.
- Andersen, B.G. 1981. Late Weichselian Ice Sheets in Eurasia and Greenland. In: Denton, G.H. & Hughes, T.J. (Hrsg.): The Last Great Ice Sheets, 3 - 65.
- 1979. The deglaciation of Norway 15.000 10.000 BP. Boreas, 8, 79-88.
- Andersen, B.G., Böen, F., Rasmussen, A. & Vallevik, P.N. The deglaciation between Skjerstadvjord and Svartisen, north Norway, Boreas, 8, 199-202.
- Anderson, J.B., Domack, E.W. & Kurtz, D.D. 1980. Observations of sediment-laden icebergs in Antarctic waters: implications to glacial erosion and transport, J. Glaciol. 25 (93), 387-396.
- Anderson, R.S., Hallet, B., Walder, J. and Aubry, B.F. 1982. Observations in cavity beneath Grinnel Glacier. Earth Surf. Proc. and Landfms. 7, 63-70.
- Barnes, P.W., Ashbury, J.L., Rearie, D.M., Ross, C.R. 1987. Ice erosion of a seafloor knickpoint at the inner edge of the Stamukhi-zone, Beaufort Sea, Alaska, Marine Geology 76, 207 - 222.
- Barnett, D.M. & Holdsworth, G. 1974. Origin, morphology and chronology of sublacustrine moraines, Generator Lake, Baffin Island, Northwest Territories, Canada. Can. J. Earth Sci. 11, 380-408.
- Birkelund, T. & Perch-Nielsen, K. 1976. Late Palaeozoic -Mesozoic evolution of central East Greenland. In: Escher, A. & Watt, (Hrsg.) Geology of Greenland, 307-340.
- Birkenmajer, K. 1981. The Geology of Svalbard, the western part of the Barents Sea and the continental margin of Scandinavia, In: The Ocean Basins and Margins, Nairn, Alan E.M., Churkin, Michael and Stehli, Francis G., Volume 5: The Arctic Ocean Chapt. 6, 265 - 329.
- Bischof, J., Koch, J., Kubisch, M. Spielhagen, R.F. & Thiede, J. in Druck. Nordic Seas surface ice drift reconstructions - evidence from ice rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6. In: Glacimarine Environments: Processes and Sediments (Dowdeswell, J.A. & Scourse, J. D., Hrsg.), Geol. Soc. Special Publ., London.
- Bjaerke, T. 1979. Geology of the Barents Sea shelf; evidence from palynological studies of drift material. NPF Norwegian Sea Symp. Tromsø 1979. NSS 17.
- 1980. Palynological analysis of rock samples from the Barents Sea. Unpubl. Report, Norsk Polarinstitut. 18 S.

- 1982. Palynological analysis of sediments and rock fragments from the Barents Sea. Norsk Polarinstitut. 14 S.
- Björklund, K.R. & Goll, R.M. 1979. Ice age climates of the Norwegian-Greenland Sea, in: Geo Journal 3.3, 273-286.
- Björklund, K.R., Thiede, J. & Holtedahl, H. 1979. Deglaciation of the southeastern Norwegian Sea towards the end of the last glacial age, Boreas, 8, 133-136.
- Björklund, L. 1989. Geology of the Akkajaure-Tysfjorden-Lofoten traverse, Northern Scandinavian Caledonides, Geologiska Institutionen Publ. A 59, Diss. Göteborg.
- Björlykke, K., Elvsborg, A., Hoy, T. 1976. Central Sparagmite Basin of Southern Norway, Norsk Geol. Tidsskrift, Vol. 56, 233 - 290, Oslo.
- Böe, R. & Bjerkli, K. 1989. Mesozoic sedimentary rocks in Edöyfjorden and Breistad fjorden, Central Norway: Implications for the structural history of the Möre-Trondelag fault zone, Marine Geology 87, 287 - 299.
- Böen, F., Eggen, S., Vollset, J. 1984. Structures and basins of the margin from 62° to 69°N and their development, Petroleum Geology of the North European Margin, Norwegian Petroleum Society (Graham & Trotman), 253-270.
- Boulton, G.S. 1974. Processes and patterns of glacial erosion. In: Coates, D.R. (ed.), Glacial geomorphology, State Univ. New York, 41-87.
- 1978. Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. Sedimentology 25, 773-799. ----- 1979. Processes of glacier erosion on different substrata. J. Glaciol. 23 (89), 15-38.
- 1979. Glacial history of the Spitsbergen archipelago and the problem of a Barents Shelf ice sheet, Boreas, 8, 31-58.
- Boulton, G.S. & Eyles, N. 1979. Sedimentation by valley glaciers; a model and genetic classification. In Schlüchter, C. (ed.), Moraines and varves, Balkema, Rotterdam, 11-23.
- Boulton, G.S., Smith, G.D., Jones, A.S. & Newsome, J. 1985. Glacial geology and glaciology of the last mid-latitude ice sheets, J. geol. Soc. London, Vol. 142, 447-474.
- Boulton, G.S., Thors, K., Jarvis, J. 1988. Dispersal of glacially derived sediment over part of the continental shelf of southern Iceland and the geometry of the resultant sediment bodies, Marine Geology 83, 193 - 223.
- Bryhni, I. 1978. Flood deposits in the Hornelen Basin, west Norway (Old Red Sandstone), Norsk Geologisk Tidsskrift, Vol. 58, 273-300.

- Bryhni, I. 1983. Regional overview of metamorphism in the Scandinavian Caledonides. In: Schenk, P.E. (Hrsg.), Regional Trends in the Geology of the Appalachian - Caledonian - Hercynian - Mauritanide Orogen, Reidel Publishing, 193-204.
- Bryhni, I. & Sturt, B.A. 1985. Caledonides of southwestern Norway. In: Gee, D.G. & Sturt, B.A. (Hrsg.), The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas, John Wiley & Sons, 89-107.
- Bryhni, I. & Andreasson, P.-G. 1985. Metamorphism in the Scandinavian Caledonides. In: Gee, D.G. & Sturt, B.A. (Hrsg.), The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas, John Wiley & Sons, 763-781.
- Bryhni, I., Bockelie, J. F.R. & Nystuen, J.P. 1981. Excursions in the Scandinavian Caledonides, Uppsala Caledonide Symposium (UCS), 151 S.
- Buchan, S.H., Challinor, A., Harland, W.B. & Parker, J.R. 1965. The Triassic Stratigraphy of Svalbard, Norsk Pol. Inst. Skrifter Nr 135, 93 S.
- Bugge, T., Knarud, R. & Mörk, A. 1984. Bedrock geology on the mid-Norwegian continental shelf, Petroleum Geology of the North European Margin, Norwegian Petroleum Society (Graham & Trotman), 271-283.
- Busuev, A.V., Volkov, N.A., Gudkovic, Z.M. and Loscilov, V.S.: Rezultaty ekspedicionnykh issledovanij dreijfa i dinamiki ledjanogo pokrova Arkticeskogo bassejna Vesnoj 1961, Probl. Arkt. i Antarkt, 257, Leningrad 1967
- Bygge, T., Prestvik, T., Rokoengen, K. 1980. Lower Tertiary volcanic rocks off Kristiansund - Mid-Norway Marine Geology 35, 277 - 286.
- Clapperton, C.M. 1975. The debris content of surging glaciers in Svalbard and Iceland, J. Glaciol. 14 (72), 395-406.
- Clark, Dave L. 1988. Early History of the Arctic Ocean, Paleooceanography, vol.3, No.5, 539 - 550. Clark, D. & Hanson, A. 1983. Central Arctic Ocean Sediment Texture: A Key to Ice Transport Mechanisms.- In: Glacial-Marine Sedimentation (Molnia, B.F., Hrsg.) Plenum, New York, 301-330.
- CLIMAP reconstructions, see: Mc Intyre et al., 1976
- Dalland, A. 1976. Mesozoic rocks of Andøy - Northern Norway, Norges Geol. Under. 316, 271 - 288, Oslo.
- Dansgaard, W. 1985. Greenland ice core studies. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 50, 185-187.
- Dansgaard, W., White, J.W.C. & Johnsen, S.J. 1989. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. Nature, Vol. 339, 532-534.

- Dawes, P.R. 1976. Precambrian to Tertiary of northern Greenland. In: Escher, A. & Watt, W.S. (Hrsg.) *Geology of Greenland*, 249-303.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1967. *Rock-forming minerals*. Longmans, Green and Co., London.
- Denton, George H. & Hughes, Terence J. (Hrsg.) 1981. *The Last Great Ice Sheets*, John Wiley & Sons, 484 S.
- Dibner, V. D. 1978. Morfostruktura sel'fa Barenceva morja. Nedra, Leningrad, 211 S. NIIGA, Trudy 185 (in Russian).
- Dibner, V.D., Basov, V.A., Gerke, A.A., Solov'yeva, M.F., Sisopatrova, G.P. & Shul'gina, N.I. 1970. The age of the Pre-Quaternary deposits on the bottom of the Barents Sea, *Oceanology*, 10, 520-529.
- Dibner, V.D., Korotkevich, V.D. & Lodkina, L.B. 1981. Carboniferous, Permian and Triassic Palynocomplexes of the Barents Shelf and their geological significance (On materials of ground sampling) pp. 49 - 63, *Geologija i mineragenija Arkticeskoj oblasti SSSR. Sbornik naucnych trudov. (Geology and Mineralogy of the Arctic Area of the USSR. Collection of scientific papers)*.
- Domack, Eugene W., Anderson, John B. & Kurtz, Dennis D. 1980. Clast Shape as an Indicator of Transport and Depositional Mechanisms in Glacial Marine Sediments: George V Continental Shelf, Antarctica, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 50, No. 3, 813 - 820.
- Donovan, D.T. 1957. The Jurassic and Cretaceous systems in East Greenland, *Meddr. Grönland*, 155, 4, 214 S.
- 1964. Stratigraphy and ammonite fauna of the Volgian and Berriasian rocks of East Greenland, *Meddr. Grönland*, 154, 4, 34 S.
- Dort, W. 1967. Internal structure of Sandy Glacier, Southern Victoria Land, Antarctica. *J. Glaciol.* 6 (46), 529-540.
- Dowdeswell, J.A., Hambrey, M.J. und Wu, R. 1985. A comparison of clast fabric and shape in late Precambrian and modern glacigenic sediments. *J. Sed. Petrol.* 55 (5), 691-704.
- Dowdeswell, Julian A. & Dowdeswell, Evelyn K. 1989. Debris in Icebergs and Rates of Glaci-Marine Sedimentation: Observations from Spitsbergen and a simple Model, *Journal of Geology*, Vol. 97, 221- 231, University of Chicago.
- Duplessy, J.C., Delibrias, G., Turon, J.L., Pujol, C. & Duprat, J. 1981. Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean: correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 35, 121-144.

- Dunbar, M. J. 1977. Polar Oceans, Calgary, Alberta, 682 p.
- Drewry, D.J. 1986. Glacial Geologic Processes. - Arnold, London, 276 S.
- Drewry, D.J. & Cooper, A.P.R. 1981. Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation. *Ann. Glaciol.* 2, 117-122.
- Edwards, M.B. 1975. Gravel fraction on Spitsbergenbanken - NW Barents Sea, *Norges Geol. Undersögelse Vol.* 316, 205 - 217.
- Eldholm, O. & Talwani, M. 1977. Sediment distribution and structural framework of the Barents Sea. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 88: 1015-1029.
- Eldholm, Olav, Sundvor, Eirik & Crane, Kathleen 1984. Sonobuoy measurements during the 'YMER' Expedition, *Norsk Polarinstitut Skrifte* Nr. 180, 17 - 24, Oslo.
- Elverhöi, A. 1984. Glacigenic sediments in the Weddell Sea, Barents Sea and Fjords of Spitsbergen, *Norsk Polarinstitut Contr. No.* 223, *Marine Geology* 57, 53 - 88.
- Elverhöi, A. & Solheim, A. 1983. The Barents Sea ice sheet, a sedimentological discussion. *Polar Research*, 1, 23-42.
- Elverhöi, A., Lauritzen, Å. 1984. Bedrock geology of the northern Barents Sea (west of 35°E) as inferred from the overlying quaternary deposits, *Norsk Polarinstitut Skrifte* 180, S. 5 - 16.
- Elverhöi, Anders & Solheim, Anders, 1984. Surface Sediment Distribution, Physical Environment Western Barents Sea, 1 : 1.500.000, *Norsk Polarinstitut Skrifte* Nr. 179a, Oslo.
- Elverhöi, A., Antonsen, P., Flood, S.B., Solheim, A. & Vullstad, A.A. 1988. Shallow Bedrock Geology. In: *The physical environment Western Barents Sea 1: 1.500.000*, *Norsk Pol. Inst. Skrifte* 179 D, 32 S.
- Elverhöi, A., Nyland-Berg, M., Russwurm, L. & Solheim, A., 1990. Late Weichselian ice recession in the Central Barents Sea. - In: *Geologic History of the Polar Oceans: Arctic vs. Antarctic* (Bleil, U. & Thiede, J. Hrsg.), NATO ASI Series C, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 289-307.
- Escher, A. & Watt, W.S. (Hrsg.) 1976. *Geology of Greenland*, Copenhagen, 568 S.
- Eyles, N., Sasseville, D.R., Slatt, R.M. und Rogerson, R.J. 1982. Geochemical Denudation rates and solute transport mechanisms in a maritime temperate glacier basin. *Can. J. Earth Sci.* 19, 1570-1581.
- Eyles, N. & McCabe, A.M. 1989. The late Devensian (20.000 BP) Irish Sea Basin: The sedimentary record of a collapsed ice sheet margin, *Quat. Sc. Rev.* 8, 307-351.

- Eyles, N. & Eyles, C.H. 1989. Glacially-influenced deep-marine sedimentation of the Late Precambrian Gaskiers Formation, Newfoundland, Canada, *Sedimentology*, 36, 601-620.
- Faleide, Jan I., Gudlaugsson, Steinar T., Johansen, Bard, Myhre, Annik M. & Eldholm, Olav 1984. Free-air gravity anomaly maps of the Greenland Sea and the Barents Sea, *Norsk Polarinstitutt Skrifter* Nr. 180, pp. 63 - 67, Oslo.
- Fjaeran, T., Hesjedal, A., Thon, A., Olaussen, S., Dalland, A. & Todnem, B.S. 1985. A stratigraphic correlation chart. Statoil.
- Flood, B., Gee, D.G., Hjelle, A., Siggerud, T. & Winsnes, T.S. 1969. The geology of Nordaustlandet, northern and central parts, *Norsk Pol. Skrifter*, 146, 140 S.
- Friend, P.F. & Moody-Stuart, M. 1972. Sedimentation of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen: Regional analysis of a late orogenic basin, *Norsk Polarinstitutt Skrifter* Nr. 157, 77 S., Oslo.
- Fromm, Erik, Lundquist, Thomas, Gee, David G., Zachrisson, Ebbe, Agrell, Harald and Frietsch, Rudyard 1980. Introduction to the Geology of Sweden, Exk. Guide of the 26th International Geological Congress, Paris.
- Gaal, G. & Gorbatshev, R. 1987. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield, *Precambrian Research*, Vol. 35, 15-52.
- Geologisch - Paläontologische Exkursion nach Norwegen, 1985. Exkursionsführer von Studenten und Lehrern der Universität Kiel, 82 S.
- Gill, Adrian E. 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics* New York, 662 p.
- Gjelberg, John G. 1981. Upper Devonian (Fammenian) - Middle Carboniferous succession of Björnøya - a study of ancient alluvial and coastal marine sedimentation *Norsk Polarinstitutt Skrifter* Nr. 174, 67 S., Oslo.
- Glen, J.W. 1955. The creep of polycrystalline ice, *Proc. of the Royal Soc. of London*, Series A 228, 519 - 538.
- Gordienko, P.A. & Laktionov, A.F. 1969. Circulation and physics of the Arctic Basin waters. *Annals of the International Geophysical Year*, XLVI Oceanography, 94-112.
- Gow, A.J. & Williamson, T. 1976. Rheological implications of the internal structure and crystal fabrics of the West Antarctic ice sheet as revealed by deep core drilling at Byrd Station. *Geol. Soc. Am. Bull.* 87, 1665-1677.
- Gower, J. F. R. 1981. *Oceanography from Space*, Marine Science 13, New York, 978 S.
- Grosswald, M.G. 1980. Late Weichselian Ice Sheet of Northern Eurasia, *Quat. Res.* 13, 1-32.

- Gustavson, M. 1988. Analyse der Zusammensetzung von Dropstones aus der Norwegisch-Grönländischen See. Unveröffentlichter Arbeitsbericht, Norges Geol. Unders., Section for Bedrock Mapping, Trondheim.
- Hagen, J.O. 1987. Glacier surge at Usherbreen, Svalbard, *Polar Research* 5, 239 - 252.
- Hagen, J.O., Wold, B., Liestøl, O., Östrem, G. und Sollid, J.L. 1983. Subglacial processes at Bondhusbreen Glacier, Norway: Preliminary results. *Ann. Glaciol.* 4, 91-98.
- Hakansson, Eckart & Stemmerick, Lars 1984. Wandel Sea Basin - The North Greenland equivalent to Svalbard and the Barents Shelf, in: *Petroleum Geology of the North European Margin*, Norw. Petrol. Soc., pp. 97 - 107.
- Hald, Morten & Vorren, Tore O. 1987. Stable isotope stratigraphy and paleoceanography during the last deglaciation on the continental shelf off Troms, Northern Norway, *Paleoceanography*, vol. 2, No. 6, pp. 583 - 599.
- Hammer, C.U., Clausen, H.B. & Dansgaard, W. 1980. Greenland ice sheet evidence of post glacial volcanism and its climatic impact. *Nature*, Vol. 288, 230-235.
- Hancock, Jake M. 1984. Cretaceous, in.: *Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea*, Glennie, K.W. Ed. Chapter 7, 133 - 150.
- Hanisch, J. 1983. The structural evolution of the NE Atlantic region. *Geol. Jahrb., Reihe B*, 52: 3-37.
- Harland, W.B., Pickton, C.A.G., Wright, N.J.R., Croxton, C.A., Smith, D.G., Cutbill, J.L. & Henderson, W.G. 1976. Some coal-bearing strata in Svalbard, Norsk Polarinstitutt Skrifter Nr. 164, 89 S., Oslo.
- Hasse, Lutz 1988. Klima und Wetter des Europäischen Nordmeeres, in: *Die Geowissenschaften* Nr.8, S. 235 - 241.
- Hatch, F.H. & Wells, A.K. 1937. *The Petrology of Igneous Rocks*. Allen & Unwin, London, 142 p..
- Hatch, F.H., Wells, A.K., Wells, M.K. 1961. *Petrology of the igneous rocks*. Thomas Murby and Co., London. *The sedimentary rocks: A description of the sediments and their metamorphic derivatives*. Thomas Murby and Co., London 1961
- Heinrich, E.W. 1956. *Microscopic petrography*. Mac Graw Hill, New York.
- Heinrich, Hartmut 1988. Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 Years. *Quat. Res.* 29, 142-152.
- Henderson, G. 1976. *Petroleum Geology*. In: Escher, A. & Watt, W.S. (Hrsg.) *Geology of Greenland*, Kopenhagen, 488-505.

- Henrich, Rüdiger, Kassens, Heidemarie, Vogelsang, Elke & Thiede, Jörn 1989. Sedimentary Facies of Glacial-Interglacial Cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka, *Marine Geology* 86, 283 - 319.
- Henriksen, N. & Higgins, A.K. 1976. East Greenland Caledonian fold belt. In: Escher, A. & Watt, W.S. (Hrsg.) *Geology of Greenland*, Kopenhagen, 568 S.
- Hesemann, J. 1975. Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen, *Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen*, Krefeld, 267 S.
- Higgins, A.K., Friderichsen, J.D. & Thyrsted, T. 1981 Precambrian metamorphic complexes in the East Greenland Caledonides (72°-74°N)-their relationships to the Eleonore Bay Group, and Caledonian orogenesis, *Grönlands Geol. Unders., Rapport Nr.* 104, 5-43.
- Hinz, K., Dostmann, H.J. und Hanisch, J. 1984. Structural elements of the Norwegian Continental margin. In: *Geol. Jahrb., Reihe A*, 175: 193-211.
- Hjelle, A. & Ohta, Y. 1974. Contribution to the geology of northwestern Spitsbergen, *Norsk Pol. Inst. Skrifter*, 158, 107 S.
- Hjort, C. 1979. Glaciation in northern East Greenland during the Late Weichselian and Early Flandrian, *Boreas*, 8, 281-296.
- Holtedahl, H. 1981. Distribution and origin of surface sediments on the Norwegian Continental Margin between 62°N and 65°N, with some remarks on the late Quaternary litho- and biostratigraphy. In: Saetre, R. und Mörk, M.(Ed.): *The Norwegian Coastal Current*, 768-792.
- 1986. Sea-floor morphology and Late Quaternary sediments south of the Langesundsfjord, northeastern Skagerrak, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol 66, 311-323.
- 1988. Bedrock geology and Quaternary sediments in the Lista basin, S. Norway, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol 68, 1-20.
- 1989. Submarine end moraines and associated deposits off the south coast of Norway, *Marine Geol.*, 88, 23-48.
- Holtedahl, H., Haldorsen, S. & Vigran, J.O. 1974. Two Sediment Cores from the Norwegian Continental Shelf between Haltenbanken and Frøyabanken (64°06'N, 7°39'E), *Norges Geol Unders.*, 304, 1-20.
- Holtedahl, Olaf 1960. *Geology of Norway*, Oslo, 540 S.
- Houtz, R. & Windisch, C. 1977. Barents Sea continental margin sonobuoy data. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 88: 1030-1036.
- Imbrie, John & Imbrie, Katherine P. 1979. *Ice Ages - Solving the Mystery*, 224 S.

- Jones, E.J.W., Mitchell, J.G. & Perry, R.G. 1986. Early Tertiary Igneous activity west of the Outer Hebrides, Scotland - Evidence from magnetic anomalies and dredged basaltic rocks, *Marine Geology*, 73, 47-59.
- Jones, G.A. & Keigwin, L.D. 1988. Evidence from Fram Strait (78°N) for early deglaciation, *Nature* Vol. 336, 56-59.
- Kassens, H. 1990. Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläo-ozeanographie in der Norwegischen See. Dissertation Universität Kiel, 120 S.
- Keigwin, L.D. & Jones, G.A. 1989. Glacial-Holocene stratigraphy, chronology, and paleoceanographic observations on some North Atlantic sediment drifts, *Deep-Sea Research*, Vol. 36, 845-867.
- Kellogg, T.B. 1975. Late Quaternary climatic changes in the Norwegian and Greenland Seas. in: *Climate of the Arctic*, pp. 3 - 36, Weller, G. and Bowling, S.A.(Hrsg), Alaska.
- Kellogg, T.B. 1976. Late Quaternary climatic changes: evidence from cores of the Norwegian and Greenland Seas. in: *Investigations of the late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology*, 77 -110,
- Kellogg, T.B., Duplessy, J.C. & Shackleton, N.J. 1978. Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores, *Boreas*, Vol.7, 61-73.
- Kent, D., Opdyke, N.D. & Ewing, M. 1971. Climate change in the North Pacific using ice-rafted detritus as a climatic indicator, *Geol. Soc. of America Bulletin*, v. 82, 2741 - 2754.
- Kjeldsen, O. (ed.) 1981. Material transport undersøkelser i Norske Breelver 1980. Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen. Vassdragondirektoratet Hydrologisk Avedeling Rapport 1981 N 14, 41 pp.
- Krissek, L.A. 1989. Late Cenozoic records of ice-rafting at ODP Sites 642, 643, and 644, Norwegian Sea: Onset, chronology, and characteristics of Glacial/Interglacial fluctuations. In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al. (Hrsg.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 104, 61-74.
- Kristoffersen, Y. & Talwani, M. 1977. Extinct triple junction south of Greenland and the Tertiary motion of Greenland relativ to North America. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 88: 1037-1049.
- Kristoffersen, Yngve, Milliman, J.D. & Ellis, J.P. 1984. Unconsolidated sediments and shallow structure of the northern Barents Sea, *Norsk Polarinstitutt Skrifter* Nr. 180, S. 25 - 40, Oslo.

- Kudrass, Hermann R. 1973. Sedimentation am Kontinentalhang vor Portugal und Marokko im Spätpleistozän und Holozän, 'METEOR' Forschungsergebnisse, v13, 1 - 63.
- Kyle, P.R. & Jezek, P.A. 1978. Compositions of three tephra layers from the Byrd Station ice core, Antarctica. J. Volcan. Geotherm. Res. 4, 225-232.
- Kyle, P.R., Jezek, P.A., Mosley-Thompson, E. & Thompson, L.G. 1981. Tephra layers in the Byrd Station ice core and the Dome C ice core, Antarctica and their climatic importance. J. Volcan. Geotherm. Res. 11, 29-39.
- Lawson, D.E. 1979. Sedimentological analysis of the western terminus region of the Matanuska Glacier, Alaska. CRREL Rep. 79-9, 122 pp.
- Lliboutry, L. 1964 & 1965. Traite de glaciologie, Masson, Paris, 2 Vols., 428 pp. & 162 pp.
- Lock, B. E., Pickton, C.A.G., Smith, D.G., Batten, D.J. & Harland, W.B. 1978. The Geology of Edgeöya and Barentsöya, Svalbard, in: Norsk Polarinstitutt Skrifter Nr 168, 64 S., Oslo.
- Lutschg, O. 1926. Beobachtungen über das Verhalten des vorstrassenden Allalingsletschers im Wallis. Zeit. Gletscherk. 14, 257-265.
- Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O. & Sönstegaard, E. 1979. Glacial history of western Norway 15.000-10.000 BP. Boreas, 8, 179-188.
- Marine Studies Group: Glacimarine Environments: Processes and Sediments, Abstract Volume, London, March 1989.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. & Shackleton, N.J. 1987. Development of a high resolution 0 to 300.000 years chronostratigraphy, Quat. Res., 27, 1-29.
- Mc Intyre, A., Ruddiman, W.F. and Jantzen, R. 1972. Southward penetrations of the North Atlantic polar front: Faunal and floral evidence of large-scale watermass movements over the last 200.000 years, Deep Sea Research, v. 19, 61 - 77.
- Mc Intyre, A. and Kipp, N.G. with Be, A.W.H., Crowley, T., Gardner, J., Prell, W. and Ruddiman, W.F. 1976. Glacial North Atlantic 18.000 years ago: A CLIMAP reconstruction, in Cline, R.M. and Hays, J.D., eds., Investigation of late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology: Geol. Soc. of Am. Mem. 145, 43 - 76, 1976
- Mehnert, K.R. 1968. Migmatites and the origin of Granitic Rocks. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.
- Mellor, M. 1973. Mechanical properties of rocks at low temperatures. Permafrost: North American Contribution, Second International Conference, Washington, DC; National Academy of Sciences, 334-344.

- Milthers, V. 1909. Scandinavian Indicator-Boulders in the Quaternary deposits, Danmarks Geol. Unders. Skrifter, II, 23.
- Molnia, B.F. 1972. Pleistocene ice rafting in the North Atlantic Ocean (Ph.D. thesis), Columbia Univ. of South Carolina.
- Moorhouse, W. W. 1959. The study of rocks in thin sections. Harper and Brothers, New York.
- Moseley, F. 1982. Lower Paleozoic volcanic environments in the British Isles. In: D.S. Sutherland (Ed.) Igneous Rocks of the British Isles, John Wiley & Sons, p.39-44.
- Müller, G., Raith, M. 1976. Methoden der Dünnschliffmikroskopie. Clausthaler Tektonische Hefte 14, 2. Aufl..
- Mutter, J.C., Talwani, M. und Stoffa, P.L. 1982. Origin of seaward dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by subaerial 'sea floor spreading'. In: Geology, 10: 353-357.
- Myhre, Annik 1984. Compilation of seismic velocity measurements along the margins of the Norwegian-Greenland Sea, Norsk Polarinstitut Nr. 180, 41 - 62, Oslo.
- Nakamura, Kimura, & Winsnes, T. 1987. Brachiopod zonation between Spitsbergen and Central East Greenland, Norsk Polarinstitut Skrifter 5, 207 - 219.
- Nesje, A. & Sejrup, H.-P. 1988. Late Weichselian/Devensian ice sheets in the North-Sea and adjacent land areas, Boreas, 17, 371-384.
- Neumann, G. 1968. Ocean Currents, New York, 352 S.
- Neumann, Gerhard & Pierson, Willard J. 1966. Principles of Physical Oceanography, Englewood Cliffs N. J., 545 S.
- Noe-Nygaard, A. 1976. Tertiary igneous rocks between Shannon and Scoresby Sund, East Greenland. In: Escher, A. & Watt, W.S. (Hrsg.) Geology of Greenland, 387-402.
- Nordhagen, R. 1921. Fossilførende blokker fra Juratiden på Frøøyene utenfor Trondheimsfjorden, Naturen, 45, 110-115.
- Östrem, G. 1975. Sediment transport in glacial meltwater streams. In: Jopling, A.V. and McDonald, B.C. (eds.), Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation, Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. 23, 101-122.
- Oftedahl, C. 1975. Middle Jurassic graben tectonics in mid-Norway. In: Norwegian Petroleum Society (Hrsg.), Proc. Symp. Jurassic Northern North Sea. Nor. Petr. Soc., Stavanger, 1-13.

- Oftedahl, Christoffer 1980. Geology of Norway, in: NGU Contributions to the 26th International Geological Congress, Guide Book, Paris, 7 - 114.
- Olaussen, S., Dalland, A., Gloppen, T.G. & Johannessen, E. 1984. Depositional environment and diagenesis of Jurassic reservoir sandstones in the eastern part of Troms I area. In: Petroleum Geology of the North European Margin, Norwegian Petroleum Society (Graham & Trotman), 61-79.
- Orheim, O. 1980. Physical characteristics and life expectancy of tabular Antarctic Icebergs. *Ann. Glaciol.* 1, 11-18.
- Ovenshine, G. 1970. Observations of iceberg rafting in Glacier Bay, Alaska, and the identification of ancient ice-rafted deposits. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81 (3), 891-893.
- Pfirman, S., Gascard, J.-C., Wollenburg, I., Mudie, P. & Abelman, A. 1989. Particle-laden Eurasian Arctic sea ice: observations from July and August 1987. *Polar Research*, 7, 59-66.
- Philippi, E. 1910. Die Schuttführung der Eisberge und des Inlandeises. - Deutsche Südpolar-Expedition 1901-1903, *Geogr. u. Geol.*, 2, 619-627.
- Phillips, O. M. 1980. *The Dynamics of the upper Ocean*, Cambridge, 336 S.
- Pickard, George L. & Emery, William J. 1982. *Descriptive Physical Oceanography An Introduction* 4th Enlarged Edition, Oxford, 249 S.
- Powell, R. D. 1983. Glacial marine sedimentation process and lithofacies of temperate tidewater glaciers, Glacier Bay, Alaska. In Molnia, B. F. (ed.), *Glacial marine sedimentation*, Plenum, New York, 185-232.
- Powers, M.C. 1953. A new Roundness Scale for sedimentary Particles, *Journal of Sedimentary Petrology* Vol. 23, No.2, 117 - 119.
- Prell, W.L., Imbrie, J., Martinson, D.G., Morley, J.J., Pisias, N.G., Shackleton, N.J. & Streeter, H.F. 1986. Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the Late Quaternary, *Paleoceanography* 1, 137-162.
- Quervain, A. de 1919. Über Wirkungen eines vorstossenden Gletschers. *Vjschr. Naturf. Ges. Zürich* 64, 336-349.
- Ramm, M. 1988. A stratigraphic study of Late Quaternary sediments of the Vöring-Plateau, Eastern Norwegian Sea, *Marine Geology* 83, 159 - 191.
- Rapp, A. 1960. Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geogr. Annl.* 42, 65-200.
- Rasmussen, H.W. 1970. *Danmarks Geologi*, 176 S.
-

- Rasmussen, J. & Noe-Nygaard, A. 1970. Geology of the Faeroe Islands, Danm. Geol. Unders. I. series, 25, 142 S.
- Reimnitz, E., Kempema, E.W. 1987. Field observations of slush ice generated during freeze-up in Arctic coastal waters, *Marine Geology* 77, 219- 231.
- Rekstad, J. 1926. Flyttblokker langs Norges Kyst, in: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 74 - 78, Oslo.
- Rey, Louis (Editor) 1982. The Arctic Ocean-The hydrographic environment and the fate of pollutants, 433S.
- Rise, L., Rokoengen, K., Sættem, J. & Bugge, T. 1988. Thickness of Quaternary deposits on the Mid Norwegian Continental Shelf. Map 1: 1.000.000, IKU, Trondheim.
- Rønnevik, H. & Motland, K. 1979. Geology of the Barents Sea. NPF-Norwegian Sea Symp., Tromsø, NSS 15.
- Rokoengen, K. 1986. Unpublizierter Zwischenbericht über die Zusammensetzung von Geröllproben vom Untergrund des Lofoten Schelfs (67°30' - 68°30'N), IKU, Trondheim, 5 S.
- Rokoengen, K., Bugge, T. & Löfaldli, M. 1979. Quaternary geology and deglaciation of the continental shelf off Troms, north Norway, *Boreas*, 8, 217-228.
- Rokoengen, K. & Sættem, J. 1983. Shallow bedrock geology and Quaternary thickness off northern Helgeland, Vestfjorden and Lofoten, Report No. P-155, Continental Shelf Institute, Trondheim, 44 S.
- Ruddiman, William F. 1977. Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat. 40° to 65°N), *Geological Society of America Bull.* v.88, 1813 - 1827.
- Ruddiman, William F., Sancetta, C.D. and McIntyre, A. 1977. Glacial/Interglacial response rate of subpolar North Atlantic waters to climatic change: the record in oceanic sediments. *Phil. Trans. R. Soc. B* 280, 119 - 142.
- Salvigsen, O. 1979. The last deglaciation of Svalbard, *Boreas*, 8, 229-232.
- Salvigsen, O. 1981. Radiocarbon dated raised beaches in Kong Karls Land, Svalbard, and their consequences for the glacial history of the Barents Sea, *Geogr. Ann.* 63a, 283 - 291.
- Salvigsen, O. & Nydal, R. 1981. The Weichselian glaciation in Svalbard before 15.000 BP, *Boreas* 10, 433 - 446.
- Sarnthein, M., Erlenkeuser, H. & Zahn, R. 1982. Termination I: The response of continental climate in the tropics as recorded in deep sea sediments, *Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine*, Bordeaux, 31, 393-407.

- Scott, D.B., Mudie, P.J., Baki, V., MacKinnon, K.D. & Cole, F.E. 1989. Biostratigraphy and late Cenozoic paleoceanography of the Arctic Ocean: Foraminiferal, lithostratigraphic, and isotopic evidence, *Geol. Soc. of Am. Bull.* 101, 260-277.
- Selby, M.J. 1982. Hillslope materials and processes. OUP, Oxford, 264 pp.
- Shearman, D.J. & Smith, A.J. 1985. Ikaite, the parent mineral of jarowite-type pseudomorphs, *Proc. Geol. Ass.* 96 (4), 305 - 314.
- Shelley, D. 1975. Manual of optical mineralogy. Elsevier Scien. Publ. Comp.
- Siedlecka, A. 1970. Investigations of Permian cherts and associated rocks in southern Spitsbergen, *Norsk Pol. Inst. Skrifter*, 147, 87 S.
- Siedlecka, A. 1976. Late Precambrian stratigraphy and structure of the North-Eastern margin of the Fennoscandian Shield (East Finnmark - Timan Region), *Norsk Geol. Under.* 316, 313 - 348, Oslo.
- Siedlecki, S. 1975. The geology of Varanger peninsula and stratigraphic correlation with Spitsbergen and north-east Greenland. *Norges geol. Unders.* 316, 349-350.
- Sigmond, E.M.O., Gustavson, M. & Roberts, D. 1984. Berggrunnskart over Norge, M. 1:1.000.000, *Norges Geol. Unders.*
- Snare, T. 1985. Sedimentkärnor (YMER 80) fran Kontinentalslutningen norr om Nordaustlandet - Svalbard, *Cand Scient. Thesis*, 115 S., Oslo. Sörensen, R. 1979. Late Weichselian deglaciation in the Oslofjord area, south Norway, *Boreas*, 8, 241-246.
- Solheim, Anders & Kristoffersen, Yngve 1984. The physical environment of the Western Barents Sea, Sheet B: Sediments above the upper regional unconformity: Thickness, Seismic stratigraphy and outline of the glacial history, *Norsk Polarinstitut Skrifte* 179 B, Oslo.
- Sorgenfrei, T. & Berthelsen, O. 1954. Geologi og Vandboring, *Danm. Geol. Unders. Skrifter*, III., 31.
- Spielhagen, R.F. 1990. Die Eisdrift in der Framstraße während der letzten 200.000 Jahre, *Diss. Univ. Kiel*.
- Spjeldnaes, N. 1971. Mesozoic (?) bedrock exposed on the bottom of the Barents Sea, *Marine Geology* 11, 47 - 50.
- 1981. Ice-Rafting, An Indication of Glaciation?, *Science*, 14, 687-688.
- Steel, R.J. & Worsley, D. 1984. Svalbard's post-Caledonian strata - an atlas of sedimentational patterns and palaeogeographic evolution. In: *Petroleum Geology of The North European Margin*. Graham & Trotman, 109-135.

- Steinthorsson, S. 1977. Tephra layers in a drill zone from the Vatnajökull Ice Cap. *Jökull* 27, 2-27.
- Stoker, M. & Bent, A. 1985. Middle Pleistocene glacial and glaciomarine sedimentation in the west central North Sea, *Boreas*, Vol. 14, 325-332.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12, 1-33.
- Sund, T., Skarpnes, O., Nörgard Jensen, L. & Larsen, R.M. 1986. Tectonic development and hydrocarbon potential offshore Troms, northern Norway. In: Halbouty, M.T. (Hrsg.) *Future Petroleum Provinces of the World*. American Association of Petroleum Geologists, 629-660.
- Sutherland, D.S. (Ed.) 1982. *Igneous Rocks of the British Isles*. John Wiley & Sons, 645 pp.
- Talwani, M. & Eldholm, O. 1977. Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 88: 969-999.
- Thiede, J. 1980. Paleo-oceanography, margin stratigraphy and paleophysiography of the Tertiary North Atlantic and Norwegian-Greenland Seas. *Philos. Trans. R. Soc., London, Serie A*, 294: 177-185.
- Thiede, J. & Eldholm, O. 1983. Speculations about the paleodepth of the Greenland-Scotland Ridge during late Mesozoic and Cenozoic times. In: M.H.P. Bott, S. Saxov, M. Talwani and J. Thiede (Editors), *Structure and development of the Greenland-Scotland Ridge*. Plenum, New York, N.Y., pp. 445-456.
- Thiede, J., Diesen, G.W., Knudsen, B.-E. & Snare, T. 1986. Patterns of Cenozoic sedimentation in the Norwegian-Greenland Seas, *Marine Geology*, 69, 323-352.
- Thorndyke, A.S. and Colony, R. 1977. Large scale ice motion in the Beaufort Sea during AIDJEX, April 1975 - April 1976. in: *A Symposium on Sea Ice Processes and Models*, September 6 - 9, Seattle
- Tröger, W.E.: *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale: Teil 1 Tabellen; Teil 2 Textband*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart
- Ulmishek, G. 1985. *Geology and Petroleum Resources of the Barents-Northern Kara Shelf in Light of New Geologic Data*. Argonne National laboratory, Report ANL/ES-148, 89 S.
- Vilks, G. 1977. Trends in the Marine Environment of the Canadian Arctic Archipelago during the Holocene, in: *Polar Oceans*, P. 643 - 653, Calgary.
- Vinje, Torgny E. 1977. Sea ice conditions and drift of Nimbus-6 buoys in 1977. *Norsk Polarisnitutt Arbok* 1977, Pre-Print.
- _____ 1979. On the extreme Sea Ice conditions observed in the Greenland and Barents Seas in 1979. *Evtl. in Norsk Polarinstitutt Arbok* 1979/80, 59-65.

- _____ 1980. Some Satellite-tracked iceberg drifts in the Antarctic. *Annals of Glaciology*, 1, 83-87.
- _____ 1982. The drift pattern of sea ice in the Arctic with particular reference to the Atlantic approach, in: *The Arctic Ocean*, Rey, Louis (Editor), 82 - 96.
- _____ Morphology and dynamics of the Barents Sea ice fields. POAC 87, Proceedings of the University of Alaska, Fairbanks, Pre-Print.
- Vinje, Torgny E. & Steinbakke, Per 1975. Nimbus-6 located automatic stations in the Svalbard waters in 1975. ? S. 109-117.
- Vinje, Torgny E. & Finnekasa, Oyvind 1986. Norwegian ice drift experiment. Buoy drift data 1976-1979. Norsk Pol. Inst. Rapportserie 28, 57pp. Oslo 1986.
- Vivian, R. 1975. *Les glaciers des alpes occidentales*. Imprimerie Allier, Grenoble. 513 pp.
- Vogelsang, E. 1990. Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand von stabilen C-und O-Isotopen. - Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel, 162 S.
- Vorren, Tore O., Hald, Morten & Lebesbye, Erland 1988. Late Cenozoic Environments in the Barents Sea, *Paleoceanography*, vol.3, No. 5, 601 - 612.
- Vorren, Tore O. and Kristoffersen, Yngve 1986. Late Quaternary glaciation in the southwestern Barents Sea, *Boreas* Vol. 15, 51 - 59, Oslo.
- Vorren, T.O. & Elvsborg, A. 1979. Late Weichselian deglaciation and paleoenvironment of the shelf and coastal areas of Troms, north Norway review, *Boreas*, 8, 247-256.
- Vorren, T.O., Vorren, K.-D., Alm, T., Gulliksen, S. & Lövdie, R. 1988. The last deglaciation (20.000 to 11.000 BP) on Andöya, northern Norway, *Boreas*, 17, 41-78.
- Wagstein, R. & Hald, N. 1984. Structure and petrography of a 660 m lava sequence from the Vestmanna-1 drillhole, lower and middle basalt series, Faeroe Islands. In: Berthelsen, O., Noe-Nygaard, A. & Rasmussen, J. (Hrsg.) *The deep drilling project 1980 - 1981 in the Faeroe Islands*, Torshavn, 37-70.
- Weering, Tj.C.E. van 1982. Shallow seismic and acoustic reflection profiles from the Skagerrak; implications for recent sedimentation, *Proc. K. N. A. W.*, series B, 85, 129-154.
- Weertman, J. 1961. Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets. *J. Glaciol.* 3,(30), 965-978.
- Weidick, A. 1976. Glaciation and the Quaternary of Greenland. In: Escher, A. & Watt, W.S.(Hrsg.) *Geology of Greenland*, 431-458.

- Wohlfeil, K. 1983. Verbreitung, Herkunft und Bedeutung der Psephite des Seegebietes zwischen Färöer und Island, Meteor Forschungsergebnisse, Reihe C, 36, 31-56.
- Wolff, F.C. & Roberts, D. 1980. Geology of the Trondheim region. In. Oftedahl, C. & Wolff, F.C.(Hrsg.) Norway, Introduction to general Geology, Universitätsforlaget, 117-128.
- Zubov, N.N. 1943. L'dy Arktiki. (Glavsevmorput), Moskva. (Transl. U.S. Navy Electr. Lab.: Arctic Ice).

Anhang

- 1. Legende für Datensätze**
- 2. Datensätze der qualitativen Dropstone Analyse**
- 3. Tabelle der Akkumulationsraten eistransportierten Materials**

Klassifikationsschema für Dropstones

Klastische Sedimente:

hellgraue Siltsteine	1
hellgraue Sandsteine	2
hellgraue Konglomerate	3
graue Siltsteine	4
graue Sandsteine	5
graue Konglomerate	6
schwarze Tonsteine	7
schwarze Sandsteine	8
schwarze Konglomerate	9
grüne Siltsteine	10
grüne Sandsteine	11
grüne Konglomerate	12
braune Siltsteine	13
braune Sandsteine	14
braune Konglomerate	15
gelbe Sandsteine	16
rote Tonsteine	17
rote Siltsteine	18
rote Sandsteine	19
rote Konglomerate/Arkosen	20
braune Toneisensteine	21
gelbe Toneisensteine	22
rote Toneisensteine	23
graue Siltsteine mit Glaukonit	24

Kalksteine/Dolomite etc.

Cherms	25
Flint/Feuersteine	26
Kreide	27
Kalksteine/Dolomite	28

Granite, Granodiorite, Syenite etc.

mit weißen Feldspäten	29
mit weißen Feldspäten/Quarz	30
mit roten Fspäten	31
mit roten Fspäten/Quarz	32
mit gelben Fspäten	33
mit gelben Fspäten/Quarz	34
mit weißen/roten Fspäten	35
mit weißen/roten Fspäten/Quarz	36
mit weißen/gelben Fspäten	37
mit weißen/gelben Fspäten/Quarz	38
mit gelben/roten Fspäten	39
mit gelben/roten Fspäten/Quarz	40
mit weiß/rot/gelben Fspäten	41
mit weiß/rot/gelben Fspäten/Quarz	42

Diorite, Gabbros, Norite etc.

Diorite	43
Diorite, Gabbros mit mind. 50% maf. Min.	44
Gabbros mit mind. 90% mafischen Mineralen	45
Pyroxenite	46
Peridotite	47

Metamorphite

graue Schiefer, Phyllite	48
rotliche Schiefer	49
Glimmerschiefer	50
Grünschiefer	51
Serpentinite	52

weiße, klare Quarzite	53
graue Quarzite	54
graue qst. Konglomerate	55
schwarze Quarzite	56
grüne Quarzite	57
braune Quarzite	58
rote Quarzite	59
rote qst. Konglomerate/Arkosen	60
orange Quarzite	61
gelbe Quarzite	62

helle Gneise	63
dunkle Gneise	64

Vulkanite

weißer schaumiger Bims	65
schwarzes vulk. Glas	66
braunes vulk. Glas	67
Tuff, Tuffite	68
graue Basalte	69
schwarze Basalte	70
poröse grauschwarze Laven	71
rötliche, poröse Laven	72
dunkelgrüne Vulkanite	73
braune Vulkanite	74
rote Vulkanite	75
rotviolette Vulkanite	76

Mineralkomponenten

scharfkantiger Quarz	77
engerundeter Quarz	78
runder/ovaler Quarz	79
weiße Fspäte, scharfkantig	80

weiße Fspäte, engerundet	81
weiße Fspäte, rund/oval	82
rote/orange Fspäte, scharfk.	83
rote/orange Fspäte, anger.	84
rote/orange Fspäte, rund	85
gelbe Fspäte, scharfk.	86
gelbe Fspäte, anger.	87
gelbe Fspäte, rund	88
hellgrüne Feldspäte	89

schwarze Minerale	90
dunkelgrüne Minerale	91

Granat, tiefrot	92
Granat, hellrot	93
Granat, blässrosa	94
Granat, blässblauviolett	95
Granat, dunkelrot	96
Granat, braunrot	97

Olivin, flaschengrün	98
Olivin, gelb-klar	99
Olivin, farblos-klar	100

Magnetit	101
dunkelgrüne Knollen	102
Kohle	103
Biotit, grün	104
Biotit, braun	105
Muskovit	106

Dropstone Composition

	23053	23053	23054	23054	23055	23055	23055	23055	23055	23055	23055	23055	23055
cm	0-15	15-30	0-13	13-45	0-13	14-26	14-26	26	27	28	29	30	31
TYP			1	1	2	2	1 2	2	2	2	2	2	2
1	0.72												
2	0.00	2.27	1.41	2.96	4.38	3.33	0.00	1.41	2.46	2.22	5.71	15.05	12.07
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	3.08	5.40	5.42	16.58	14.22	12.21	0.00	16.43	17.22	20.44	44.22	56.24	56.31
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	1.75	1.40	1.41	4.60	6.64	5.20	0.00	7.82	5.79	5.55	6.44	8.51	5.67
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.21	0.22	0.11	0.28	0.36	0.09	0.00	0.47	0.00	0.16	0.00	0.40	0.37
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	0.41	0.76	1.74	2.49	0.71	3.90	0.00	1.25	1.74	3.01	6.00	3.56	1.65
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	1.03	0.97	3.36	0.94	3.44	0.87	0.00	0.47	1.45	0.63	1.90	0.79	0.18
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.79	2.49	2.57	1.65
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.15	0.00	0.00
25	0.00	0.00	0.00	0.05	0.12	0.00	0.00	0.16	0.14	0.00	0.59	0.59	0.00
26	0.10	0.22	0.65	0.28	0.59	0.00	0.00	0.16	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00
27	0.41	0.97	0.11	0.05	0.00	0.17	0.00	0.00	0.87	0.16	0.00	0.00	0.00
28	0.41	1.30	0.33	0.19	0.12	0.30	0.00	0.31	0.72	0.32	0.73	0.40	0.91
29	0.21	0.43	0.11	0.19	0.12	8.75	0.00	0.16	0.14	0.00	0.29	0.00	0.37
30	1.64	1.84	1.19	1.78	0.12	0.00	4.11	1.10	1.16	0.79	0.15	0.00	0.55
31	0.21	0.11	0.11	0.19	0.00	0.00	0.00	0.47	0.14	0.16	0.00	0.00	0.00
32	1.44	1.62	0.11	1.17	1.07	0.00	3.48	1.41	0.43	0.32	0.44	0.20	0.91
33	0.21	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
34	0.92	0.54	0.76	0.52	0.24	0.00	0.95	0.47	0.14	0.32	0.29	0.00	0.18
35	0.21	0.11	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.16	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00
36	0.51	0.43	0.11	0.75	0.00	0.00	4.11	0.31	0.14	0.48	0.44	0.20	0.00
37	0.00	0.00	0.00	0.09	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18
38	0.41	0.00	0.22	0.14	0.00	0.00	0.95	0.00	0.14	0.16	0.00	0.20	0.00
39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
43	0.00	0.00	0.11	0.05	0.00	2.90	0.32	0.16	0.29	0.32	0.00	0.00	0.37
44	0.10	0.00	0.22	0.28	0.36	0.00	2.22	0.16	0.29	0.16	0.15	0.00	0.00
45	0.41	0.32	0.54	0.47	0.00	0.00	3.48	0.16	0.29	0.16	0.29	0.00	0.37
46	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.91	1.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
48	0.51	0.86	0.43	0.56	0.83	1.21	1.27	0.31	0.29	0.00	0.29	0.40	0.55
49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
50	0.62	1.62	0.54	0.28	0.71	0.00	1.58	0.31	0.29	0.16	0.44	0.00	0.00
51	0.00	0.00	0.54	2.40	0.36	0.00	0.00	0.16	0.14	0.32	0.00	0.00	0.00
52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
53	1.13	1.19	4.66	2.96	2.49	2.43	8.23	1.41	0.87	0.79	1.46	0.59	0.55
54	0.51	0.43	0.98	1.17	1.07	0.00	0.00	0.94	0.43	0.48	0.29	0.40	0.00
55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
56	0.00	0.00	0.11	0.14	0.24	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00
57	0.62	0.00	1.63	1.55	0.59	0.00	0.00	0.63	0.14	0.32	0.73	0.40	0.00
58	0.00	0.00	0.43	0.52	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00
59	0.41	0.11	0.76	0.42	0.36	0.00	0.00	0.63	0.00	0.95	0.29	0.00	0.18
60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
61	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.20	0.00
62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
63	14.89	23.11	15.84	10.62	13.39	4.89	46.52	11.74	10.13	11.09	3.95	2.77	1.65
64	6.78	10.58	7.81	4.65	6.87	2.43	18.04	5.48	5.93	4.12	2.93	1.39	0.73
65	0.00	0.00	0.43	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
66	0.41	0.00	0.22	0.14	0.36	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
67	0.00	0.22	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
69	0.10	0.11	0.00	0.05	0.24	0.78	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.18
70	0.72	0.00	0.11	0.05	0.47	0.00	0.00	0.00	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00
71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
73	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
74	0.00	0.11	0.00	0.28	0.00	0.61	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00
75	0.72	0.11	0.00	0.14	0.47	0.00	0.00	0.16	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00
76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

cm	23055	23055	23055	23055	23056	23056	23056	23056	23056	23056	23056	23056	23056
	32	33	34	28-32	0-9	11-16	17-24	17-24	17-24	17-24	17-24	17-24	25-39
TYP	2	2	2	2	2	2	a 2	b 2	c 2	l 2	III 2	IV 2	2
1													
2	2.59	0.00	0.00	9.99	5.00	7.25	0.00	1.85	1.90	0.00	2.13	1.15	0.77
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	40.23	3.30	3.99	27.75	16.48	21.69	8.95	8.44	8.86	0.00	11.58	8.05	2.52
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	3.74	2.68	2.15	6.28	6.13	5.06	0.00	1.62	1.58	0.00	2.84	0.00	0.41
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.00	0.41	0.31	0.24	0.52	0.75	0.00	0.69	0.79	0.00	0.95	1.15	0.10
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	0.00	0.21	0.61	7.95	1.47	7.56	3.32	6.36	7.91	0.00	3.78	5.75	1.18
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.84	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	0.86	1.03	1.84	2.57	3.19	1.94	2.58	3.82	5.38	0.00	4.73	10.34	1.75
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
25	0.29	0.21	0.00	0.12	0.09	0.31	0.21	0.00	0.47	0.00	0.00	0.00	0.36
26	0.00	0.21	0.00	0.06	0.17	0.19	0.26	0.35	1.11	0.00	0.47	0.00	0.26
27	0.00	1.24	1.53	0.00	0.00	0.06	2.16	2.20	2.06	0.00	1.18	1.15	0.67
28	0.29	1.03	1.53	0.36	1.04	0.56	1.00	0.35	0.95	0.00	0.95	2.30	0.36
29	0.00	0.41	0.00	0.06	0.26	0.06	15.38	37.69	34.34	0.00	2.60	0.00	0.31
30	0.29	3.30	0.92	0.00	0.43	0.25	0.00	0.00	0				

Dropstone Composition

	23057	23057	23057	23057	23057	23057	23059	23059	23059	23059	23059	23059	23060
cm	1-10	1-10	11-20	21-26	21-26	27-35	0-13	13-28	13-28	13-28	28-38	28-38	0-10
TYP	1	1	1	a 1	b 1	1	1	1	a 1	b 1	1 1	1	2
77	9.82	2.86	5.46	7.55	7.22	6.63	11.94	0.00	6.41	5.69	0.00	4.74	2.40
78	20.54	3.30	12.59	16.04	18.68	21.94	15.76	0.00	19.46	18.91	0.00	13.95	1.77
79	1.09	0.00	1.67	1.37	1.29	3.12	3.43	0.00	1.09	0.53	0.00	1.35	0.25
80	1.79	1.76	1.61	4.33	4.28	1.20	1.52	0.00	5.27	4.73	0.00	3.72	1.26
81	10.02	1.76	12.02	16.12	15.29	11.09	2.29	0.00	14.25	15.85	0.00	14.33	1.14
82	0.30	0.00	0.81	0.69	0.89	0.82	0.25	0.00	0.80	1.23	0.00	0.65	0.25
83	0.50	1.10	0.29	1.29	0.76	0.38	0.89	0.00	1.09	1.14	0.00	0.54	0.38
84	4.86	0.88	3.45	4.89	5.75	2.74	4.07	0.00	3.55	3.85	0.00	4.69	0.38
85	0.00	0.00	0.12	0.00	0.04	0.00	0.13	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00
86	0.00	0.88	0.06	0.43	0.09	0.00	0.13	0.00	0.40	0.70	0.00	0.11	0.38
87	1.79	0.88	1.55	4.07	5.75	1.92	0.89	0.00	3.89	2.98	0.00	3.23	0.13
88	0.20	0.00	0.29	0.26	0.45	0.29	0.00	0.00	0.57	0.61	0.00	0.38	0.13
89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
90	0.10	0.44	0.17	0.26	0.13	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.16	0.00
91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.09	0.00	0.05	0.00
93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00
94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
96	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.18	0.00	0.05	0.00
99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
100	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
101	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
102	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
103	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
104	0.10	0.00	0.00	0.17	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.11	0.00
105	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
106	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C1	2.48	3.74	5.23	1.67	1.56	0.96	2.80	0.00	1.20	1.31	0.00	1.08	6.57
C2	8.33	14.54	15.64	6.78	7.09	3.65	8.39	0.00	6.53	5.87	0.00	6.25	24.65
C3	3.47	3.74	3.34	1.76	1.11	1.78	10.55	0.00	2.92	3.24	0.00	6.25	11.76
C4	0.00	0.66	0.23	0.43	0.27	0.29	0.76	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	1.01
C5	0.50	11.67	5.52	2.79	2.76	1.49	1.78	0.00	1.60	1.40	0.00	3.02	1.26
C6	0.89	3.96	1.32	1.20	1.20	2.26	2.67	0.00	0.74	1.23	0.00	1.13	4.42
C7	0.00	0.00	0.17	0.90	0.62	0.43	0.00	0.00	0.63	0.79	0.00	0.92	0.00
C8	0.10	0.00	0.00	0.47	0.31	0.29	0.38	0.00	0.57	0.53	0.00	1.29	0.00
C9	5.06	13.00	6.15	12.74	11.99	6.29	2.54	9.96	9.62	9.98	18.07	9.86	19.97
C10	0.50	3.74	0.40	1.72	1.56	0.91	0.89	2.64	0.97	1.14	5.92	1.45	1.90
C11	0.00	0.44	0.06	0.51	0.62	0.05	0.00	0.41	0.57	0.35	0.31	1.02	0.88
C12	0.00	0.00	0.12	0.77	0.67	0.24	0.13	0.00	1.72	1.93	0.00	2.16	0.51
C13	0.10	0.44	0.46	0.39	0.62	0.10	1.40	0.00	0.69	0.44	0.00	0.97	1.01
C14	1.09	3.52	1.50	1.24	1.34	0.96	0.38	6.30	1.43	1.75	8.41	1.45	1.26
C15	26.09	25.99	19.49	8.70	7.09	29.85	25.79	80.69	13.51	13.31	67.29	14.49	16.18
C16	31.45	6.17	19.72	24.96	27.20	31.67	31.13	0.00	26.96	25.13	0.00	20.04	4.42
C17	12.10	3.52	14.43	21.14	20.46	13.10	4.07	0.00	20.38	31.17	0.00	19.18	2.65
C18	5.36	1.98	3.85	6.17	6.55	3.12	5.08	0.00	4.64	5.17	0.00	5.23	0.76
C19	1.98	1.76	1.90	4.76	6.29	2.21	1.02	0.00	4.87	4.29	0.00	3.72	0.63
C20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C21	0.00	0.00	0.00	0.43	0.18	0.05	0.00	0.00	0.29	0.35	0.00	0.48	0.00
D1	15.67	38.33	31.28	14.62	14.00	10.41	26.94	0.00	12.99	13.13	0.00	17.73	49.68
D2	0.10	0.00	0.17	1.37	0.94	0.72	0.38	0.00	1.20	1.31	0.00	2.21	0.00
D3	5.06	13.00	6.15	12.74	11.99	6.29	2.54	9.96	9.62	9.98	18.07	9.86	19.97
D4	0.50	4.19	0.46	2.23	2.18	0.96	0.89	3.05	1.55	1.49	6.23	2.48	2.78
D5	0.10	0.44	0.58	1.16	1.29	0.34	1.52	0.00	2.35	2.19	0.00	3.07	1.52
D6	1.09	3.52	1.50	1.24	1.34	0.96	0.38	6.30	1.43	1.75	8.41	1.45	1.26
D7	6.45	8.37	2.30	2.14	1.74	8.83	7.37	21.75	3.38	3.15	11.53	3.23	3.92
D8	19.64	17.62	17.19	6.56	5.35	21.02	18.42	58.94	10.13	10.16	55.76	11.26	12.26
D9	31.45	6.17	19.72	24.96	27.20	31.67	31.13	0.00	26.96	25.13	0.00	20.04	4.42
D10	19.44	7.27	20.18	32.08	33.30	18.43	10.17	0.00	29.88	31.26	0.00	27.64	4.05
D11	0.00	0.00	0.00	0.43	0.18	0.10	0.00	0.00	0.29	0.35	0.00	0.48	0.00

cm	23060 12-21 I 2	23060 12-21 2	23060 12-21 III 2	23060 12-21 IV 2	2306 22-31 I 2	23060 22-31 2	23060 22-31 III 2	23060 22-31 IV 2	23060 33-41 2	23060 33-41 III 2	23060 33-41 IV 2	23061 1-10 3	23061 11-23 3
TYP													
1													
2	0.00	1.29	3.61	2.70	0.00	1.14	3.10	4.55	0.60	3.00	3.60	6.42	4.45
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	0.00	5.05	21.67	22.16	0.00	5.61	9.77	17.61	9.53	11.84	13.96	18.04	17.13
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	0.00	2.03	2.78	7.57	0.00	3.61	6.05	5.11	3.50	3.36	3.15	7.34	7.08
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.00	0.18	0.00	0.54	0.00	0.00	0.47	1.14	0.24	0.18	1.35	1.22	0.33
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	0.00	1.79	4.17	6.49	0.00	3.50	2.33	6.25	0.60	1.94	6.31	4.59	3.46
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	0.00	0.37	4.17	4.86	0.00	1.54	3.41	6.82	0.84	3.36	7.21	1.22	1.81
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33
25	0.00	0.00	0.00	0.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.31	0.00
26	0.00	0.25	0.56	1.08	0.00	0.14	1.24	2.84	0.24	0.18	0.45	0.31	0.00
27	0.00	0.37	2.22	0.00	0.00	1.54	1.09	1.14	0.36	0.35	0.90	0.00	0.00
28	0.00	0.80	0.00	2.70	0.00	0.86	5.58	1.70	0.24	2.65	0.45	0.00	0.00
29	3.71	10.47	1.39	1.62	0.00	18.50	1.24	0.57	0.12	0.35	1.80	6.12	4.28
30	6.80	0.00	3.06	3.78	11.09	0.00	6.20	2.84	0.36	5.30			

cm	23062 25-30 3	23062 1-14 2	23062 15-20 a 2	23062 15-20 b 2	23062 15-20 II 2	23062 21-30 a 2	23062 21-30 b 2	23062 21-30 II 2	23062 31-42 a 2	23062 31-42 b 2	23062 31-42 I 2	23062 31-42 III 2	23063 1-16 2
TYP													
1													
2	1.43	1.22	1.45	1.09	0.00	0.65	0.48	0.00	0.63	0.33	0.00	4.76	0.64
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	12.86	7.48	9.77	10.30	0.00	4.25	3.54	0.00	2.73	2.30	0.00	14.63	5.30
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	7.14	5.17	1.72	3.20	0.00	0.75	0.75	0.00	0.84	1.15	0.00	6.46	5.94
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.00	0.27	0.09	0.16	0.00	0.05	0.11	0.00	0.14	0.00	0.00	0.34	0.16
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	2.86	0.41	1.63	1.79	0.00	1.07	1.34	0.00	0.77	0.82	0.00	7.48	0.16
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	2.86	1.36	0.36	0.55	0.00	0.65	0.70	0.00	0.28	0.16	0.00	6.46	1.28
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
25	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.09	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16
26	0.00	0.27	0.09	0.00	0.00	0.65	0.21	0.00	0.14	0.00	0.00	1.02	0.64
27	0.00	0.00	0.18	0.08	0.00	0.56	0.48	0.00	0.63	0.16	0.00	0.34	0.00
28	0.00	1.36	0.09	0.00	0.00	0.33	0.75	0.00	0.49	0.99	0.00	0.34	0.80
29	7.14	0.41	9.77	11.70	1.42	12.04	10.53	0.78	11.26	15.13	9.76	0.34	0.96
30	0.00	2.72	0.00	0.00	9.92	0.00	0.00	7.39	0.00	0.00			

Dropstone Composition

cm	23063 17-25 a 2	23063 17-25 b 2	23063 17-25 l 2	23063 16-32 a 2	23063 16-32 b 2	23063 16-32 l 2	23063 33-43 a 2	23063 33-43 b 2	23063 33-43 l 2	23064 2-11 2	23064 12-20 2	23064 21-27 2	23064 28-39 2
TYP													
1													
2	1.12	0.50	0.00	0.00	0.80	0.00	0.93	1.22	0.00	4.00	2.28	1.76	2.11
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	10.09	7.92	0.00	13.66	4.64	0.00	4.17	4.03	0.00	8.75	7.11	8.40	5.08
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	2.56	5.94	0.00	0.48	1.19	0.00	3.32	3.66	0.00	3.00	4.30	2.68	1.25
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.15	0.00	0.00	1.00	0.13	0.85	0.23
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	1.52	1.98	0.00	3.57	0.73	0.00	0.85	1.50	0.00	1.25	2.15	2.96	2.11
14	0.00	0.00	0.00	1.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	0.88	0.50	0.00	3.42	0.40	0.00	0.31	0.28	0.00	3.00	2.68	1.83	1.80
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00
25	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.25	0.13	0.07	0.16
26	0.40	0.00	0.00	0.08	0.27	0.00	0.31	0.47	0.00	0.50	0.00	0.07	0.08
27	0.00	0.50	0.00	1.35	0.33	0.00	0.77	0.09	0.00	0.25	0.00	0.07	0.70
28	0.00	0.00	0.00	2.38	1.19	0.00	0.46	0.56	0.00	0.00	0.00	0.14	0.16
29	12.41	11.39	1.95	13.34	9.82	10.55	9.26	11.16	4.81	7.50	0.94	4.16	2.50
30	0.00	0.00	2.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.43	0.00	0.00
31	0.00	0.00	0.73	0.00	0.00	1.32	0.00	0.00	1.78	1.50	0.40	1.48	1.72
32	0.00	0.00	2.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.74	0.00	0.00
33	0.00	0.00	0.49	0.00	0.00	2.42	0.00	0.00	0.71	2.25	0.00	1.06	0.63
34	0.00	0.00	1.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.74	0.00	0.00
35	0.00	0.00	0.73	0.00	0.00	3.96	0.00	0.00	4.81	1.00	0.40	2.40	1.17
36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.00	0.00
37	0.00	0.00	0.49	0.00	0.00	2.86	0.00	0.00	1.25	2.00	0.27	1.13	0.39
38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.00	0.00
39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
43	2.16	2.48	0.00	2.78	1.46	0.22	3.09	1.78	0.36	0.75	0.00	0.14	0.08
44	0.00	0.00	0.97	0.00	0.00	0.66	0.00	0.00	1.07	2.25	0.94	0.92	0.31
45	0.00	0.00	1.46	0.00	0.00	1.54	0.00	0.00	1.07	1.75	1.07	0.56	0.39
46	0.56	0.99	0.00	0.00	0.86	0.44	0.93	0.47	0.36	0.25	0.27	0.21	0.00
47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
48	0.40	0.99	1.46	2.54	1.66	1.54	0.54	0.28	1.43	0.00	0.27	0.28	0.23
49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
50	0.00	0.00	0.49	2.54	0.00	2.86	0.00	0.00	2.14	4.00	2.95	0.28	0.55
51	0.00	0.00	0.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.53	0.50	0.27	0.00	0.47
52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
53	4.80	5.45	10.22	0.87	4.31	10.11	5.09	4.60	11.05	3.25	4.30	2.68	1.33
54	0.00	0.00	3.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.03	0.00	0.00
55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
56	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.07	0.00	0.00
57	0.00	0.00	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.28	0.00	0.00
58	0.00	0.00	1.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.54	0.00	0.00
59	0.00	0.00	1.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.81	0.00	0.00
60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
63	9.93	9.90	40.63	0.00	7.96	39.34	10.03	9.38	34.94	11.75	19.06	7.13	5.71
64	4.00	5.45	26.03	0.00	3.98	22.20	4.63	3.75	33.69	7.50	8.99	3.39	4.07
65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
66	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
69	1.28	2.97	0.00	0.24	0.80	0.00	2.39	1.50	0.00	0.25	0.00	0.14	0.16
70	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	0.54	0.28	0.23
71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
74	1.52	0.99	0.00	0.40	1.00	0.00	1.39	1.59	0.00	0.00	0.13	0.64	0.23
75	0.00	0.00	0.00	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	0.13	0.14	0.08
76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00

cm	23064 40-44 2	23065 2-16 2	23065 18-25 2	23065 25-33 2	23066 1-14 2	23066 15-25 2	23066 26-35 2	23066 36-44 2	23067 1-6 2	23067 7-16 2	23067 18-27 2	23067 29-40 2	23067 41-45 2
TYP													
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	0.55	4.42	2.22	1.81	2.06	5.71	3.60	1.50	6.86	2.36	11.43	0.74	0.96
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	3.98	12.25	15.64	8.56	17.87	28.57	10.07	7.41	47.06	32.09	28.57	7.72	5.17
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	4.12	4.27	2.32	0.86	5.84	4.29	1.44	2.55	2.29	4.73	5.71	2.94	2.41
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.27	0.57	0.58	0.16	0.00	0.00	1.44	0.12	0.33	0.00	0.00	0.00	0.72
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	0.82	2.28	3.47	1.73	4.47	4.29	0.00	3.01	1.31	0.00	5.71	0.74	0.60
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	1.92	1.42	1.45	1.49	1.72	0.00	0.00	1.62	0.65	2.03	0.00	0.74	1.44
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.65	1.35	0.00	0.00	0.24
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.72	0.23	0.33	0.00	2.86	0.00	0.00
25	0.07	0.14	0.00	0.08	0.34	0.00	0.72	0.23	0.33	1.35	0.00	0.37	0.12
26	0.14	0.14	0.48	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36
27	0.41	0.00	0.00	0.71	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12
28	0.14	0.00	0.29	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	1.31	0.34	0.00	1.84	0.96
29	4.12	6.55	4.15	2.43	1.03	2.86	0.00	1.27	0.00	0.00	5.71	0.37	0.00
30	0.00	0.00	0.00	0.00	3.78								

Dropstone Composition

	23068	23068	23068	23068	23069	23069	23069	23069	23069	23070	23070	23070	23070
cm	1-10	11-27	28-40	41-46	1-11	12-24	25-33	34-41	42-46	1-6	7-15	16-30	32-46
TYP	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	0.66	1.86	2.19	3.36	3.73	3.53	0.94	2.30	1.68	0.00	0.00	6.67	0.00
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	4.97	3.21	8.76	15.70	10.51	14.12	5.66	7.47	5.59	2.63	3.23	0.00	5.00
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	4.64	3.05	3.13	4.05	5.76	5.88	5.66	1.15	2.23	2.63	9.68	0.00	1.43
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.00	0.00	0.42	0.30	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	0.66	0.68	4.38	2.57	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	2.98	1.02	1.15	1.78	1.02	0.00	0.00	1.15	0.00	0.00	0.00	6.67	0.71
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.33	0.00	0.00	0.30	0.68	0.00	0.00	0.00	0.00	2.63	0.00	0.00	0.71
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.10	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
25	0.99	0.34	0.00	0.39	0.68	1.18	0.94	0.57	1.68	2.63	3.23	6.67	0.71
26	0.00	0.17	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
27	0.00	0.17	0.21	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.43
28	0.00	0.85	0.63	1.38	0.34	0.00	0.94	0.57	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00
29	0.00	0.34	0.21	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00
30	0.99	2.03	0.73	0.39	1.69	4.71	0.00	0.57	1.12	0.00	0.00	0.00	0.71
31	0.99	1.02	0.21	0.30	0.34	0.00	0.94	2.30	1.12	0.00	0.00	0.00	0.71
32	1.32	1.18	1.04	0.49	3.05	3.53	4.72	1.72	5.03	2.63	0.00	0.00	0.00
33	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
34	1.66	1.02	0.63	0.10	0.34	0.00	0.00	0.57	1.68	0.00	3.23	0.00	2.14
35	0.00	0.17	0.10	0.00	0.34	0.00	0.94	0.00	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00
36	0.00	0.17	0.21	0.10	0.00	1.18	0.00	0.00	0.56	0.00	0.00	0.00	0.71
37	0.33	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
43	0.00	0.00	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
44	0.00	0.00	0.31	0.00	0.00	0.00	1.89	1.15	1.12	0.00	0.00	0.00	0.00
45	0.00	0.00	0.52	0.10	0.00	0.00	0.00	0.57	1.12	0.00	0.00	0.00	0.00
46	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
48	0.00	0.34	0.31	0.30	0.00	0.00	0.00	0.57	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00
49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
50	0.66	0.85	0.52	0.49	0.00	0.00	0.00	0.57	1.12	0.00	6.45	0.00	0.00
51	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
53	2.98	2.88	2.92	1.88	4.41	4.71	5.66	2.30	1.68	7.89	3.23	6.67	2.86
54	1.66	0.85	1.15	0.39	5.76	3.53	3.77	4.02	3.91	2.63	6.45	0.00	3.57
55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
56	0.33	0.17	0.63	0.39	0.00	1.18	0.00	1.15	2.23	0.00	0.00	0.00	1.43
57	2.32	0.85	0.63	1.78	1.36	0.00	0.94	0.57	1.68	0.00	0.00	0.00	2.14
58	0.33	0.00	0.31	0.10	1.02	0.00	0.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.71
59	0.00	0.34	0.42	0.89	3.05	2.35	2.83	0.57	1.68	0.00	0.00	0.00	0.71
60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
61	0.33	0.34	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00
62	0.33	0.17	0.00	0.20	0.00	1.18	0.00	1.15	0.56	0.00	0.00	0.00	0.71
63	7.95	16.41	16.89	12.93	7.80	8.24	6.60	7.47	11.73	5.26	19.35	0.00	13.57
64	6.29	9.64	9.28	6.02	3.39	2.35	0.94	6.32	7.26	7.89	9.68	6.67	7.14
65	0.33	0.17	0.00	0.00	5.08	1.18	0.00	0.57	0.00	7.89	3.23	6.67	0.00
66	0.66	0.34	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
67	0.00	0.17	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.57	0.56	0.00	0.00	6.67	0.71
68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
69	0.00	0.00	0.42	0.49	0.68	0.00	0.00	0.00	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00
70	0.00	0.17	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.71
71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
74	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
75	0.00	0.00	0.21	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.71
76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

	23071	23071	23071	23072	23072	23072	23072	23072	23073	23073	23073	23073	23074
cm	0-8	9-20	22-31	1-11	12-23	24-31	32-40	41-46	1-11	12-20	21-31	32-45	23074
TYP	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
2	1.12	0.00	1.83	2.10	1.92	1.75	5.06	7.52	4.18	2.77	0.67	0.88	1.86
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	9.36	12.50	7.32	7.00	4.47	10.53	16.74	22.22	9.13	9.24	4.95	3.52	2.79
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	10.49	0.00	4.88	2.52	1.60	8.77	6.29	6.62	10.08	2.77	1.71	1.37	1.27
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.37	0.83	0.00	0.42	0.48	0.00	0.56	0.56	0.38	0.37	0.10	0.29	0.42
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	1.87	0.00	0.61	0.84	0.48	1.75	1.35	1.46	0.38	0.37	0.38	0.10	1.18
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	2.25	0.00	0.00	1.40	1.60	0.00	1.69	0.45	0.95	1.29	0.95	0.39	1.78
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
25	0.37	0.00	0.00	0.42	0.08	0.00	0.11	0.00	0.19	0.00	0.10	0.20	0.25
26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.96	0.00	0.34	0.45	0.19	0.18	1.24	0.88	0.00
27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.56	0.00	0.34	0.67	0.00	0.37	0.86	0.88	0.00
28	4.12	0.00	1.83	0.98	0.72	0.00	0.90	1.80	1.33	0.74	0.57	0.68	0.00
29	0.00	0.00	1.83	0.28	0.08	0.00	0.00	0.11	0.00	0.18	0.00	0.00	0.08
30	1.87	0.00											

Dropstone Composition

cm	23074 10-18 3	23074 20-35 3	23075 0-12 1	23075 12-20 1	23075 12-20 III 1	23075 12-20 a IV 1	23075 12-20 b IV 1	23075 20-39 1	313	315	327	16365 15-16.5 1	16365 20-21.5 1
TYP													
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	1.63	2.28	1.72	1.41	5.04	3.38	4.57	1.11	0.66	1.57	5.20	2.02	2.81
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	2.34	22.83	11.40	10.85	18.94	21.69	16.86	7.56	4.24	5.22	28.69	19.17	15.93
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	1.09	1.83	1.48	0.61	4.77	5.07	3.14	1.30	0.28	1.22	9.56	3.33	4.25
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.22	0.00	0.16	0.06	0.54	1.69	0.57	0.24	0.38	0.35	0.84	0.40	0.54
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	0.71	1.37	1.97	0.92	1.50	2.82	3.14	1.06	2.07	2.26	7.31	0.91	0.90
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	1.74	0.91	0.49	0.00	2.32	0.85	0.86	0.24	0.19	0.70	18.57	0.71	1.63
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.00	0.00	0.16	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00
25	0.00	0.00	0.16	0.06	0.00	0.85	0.29	0.00	0.00	0.00	0.14	0.10	0.00
26	0.33	0.00	0.41	0.25	0.68	0.56	1.71	0.19	0.00	0.35	0.56	0.10	0.54
27	0.27	0.00	0.00	0.25	0.82	1.41	0.86	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
28	0.27	2.74	0.98	0.18	1.91	0.28	2.00	0.29	0.00	0.52	0.42	0.40	0.00
29	0.00	0.00	0.49	3.49	0.68	1.97	0.29	3.18	8.76	22.78	2.67	2.12	2.62
30	0.60	5.94	1.23	0.00	4.50	6.76	11.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
31	0.05	0.00	0.33	1.90	0.27	1.13	1.43	1.20	0.38	4.70	3.80	0.61	1.00
32	0.60	4.11	1.39	0.00	2.45	2.54	1.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
33	0.05	0.00	0.08	1.04	0.14	0.28	0.00	0.67	0.85	0.87	0.00	0.50	0.27
34	0.49	0.46	0.66	0.00	1.77	0.85	0.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
35	0.11	0.00	0.08	2.15	0.95	1.69	0.00	1.64	2.26	3.48	4.08	0.91	1.09
36	0.27	0.00	0.33	0.00	0.27	2.25	3.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
37	0.05	0.00	0.08	0.55	0.00	0.56	0.29	1.01	4.43	3.48	1.69	0.40	0.45
38	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
39	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00	0.28	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00
40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.68	0.00	0.00	0.14	0.38	1.39	0.00	0.00	0.00
44	0.16	0.00	0.08	0.61	1.91	1.13	1.14	0.72	1.41	1.39	0.42	0.20	0.36
45	0.33	0.91	0.25	0.25	3.81	1.41	1.71	0.48	0.85	0.70	0.70	0.50	0.36
46	0.11	0.00	0.08	0.37	0.54	0.00	0.57	0.14	1.32	0.17	0.00	0.20	0.00
47	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00
48	0.33	0.91	0.57	0.25	0.82	0.00	0.00	0.43	1.79	1.57	3.66	0.71	0.54
49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
50	0.05	0.46	0.98	1.16	2.18	0.28	0.57	0.63	2.92	6.43	1.27	0.91	0.54
51	0.11	0.46	0.08	0.61	0.14	0.28	0.29	0.96	0.28	0.17	0.28	0.20	0.00
52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
53	4.41	3.65	2.21	1.59	2.45	5.07	1.71	0.72	0.94	4.35	1.41	3.03	2.26
54	1.14	2.28	0.82	0.00	0.82	0.00	0.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
56	0.33	0.91	0.00	0.00	0.27	0.00	3.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
57	0.71	0.46	0.16	0.00	0.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
58	0.33	0.00	0.08	0.00	0.41	0.00	0.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
59	1.85	0.91	0.49	0.00	0.14	0.00	1.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
61	0.16	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
62	0.44	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
63	17.19	12.79	11.32	6.74	17.57	16.34	16.86	8.33	13.65	8.35	2.39	14.23	11.31
64	5.60	6.85	4.68	1.66	10.49	14.37	15.43	2.26	3.01	18.61	3.94	5.15	6.61
65	0.00	0.00	0.08	0.12	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
66	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18
67	0.00	0.46	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.09
68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
69	0.33	0.00	0.16	0.06	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.18
70	0.71	1.37	0.00	0.67	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.28	0.10	0.18
71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
74	0.38	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.29	0.10	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00
75	0.65	0.00	0.00	0.12	0.54	0.00	0.00	0.29	0.47	0.00	0.14	0.00	0.00
76	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00

	16365	16365	16365	16365	16365	16366	16366	16366	16366	16366	16366	16366	16043
cm	24.5-26	29-30.5	33.5-35	38-39.5	43-45	15-16.5	19.5-21	24-25.5	28.5-30	34.5-36	39-40.5	44-46	0-2
TYP	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	a
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	3.95	6.77	11.42	4.77	6.16	2.76	1.65	13.85	0.73	0.67	0.64	1.07	1.45
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	12.04	23.46	37.94	17.89	46.92	22.48	24.41	53.04	6.50	2.91	4.43	5.43	8.70
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	3.28	2.99	3.61	1.74	1.39	0.72	0.10	2.70	0.18	0.67	1.16	1.26	7.25
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.77	0.24	0.34	0.00	0.00	0.24	0.31	0.34	0.18	0.25	0.06	0.10	0.00
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	0.96	2.52	3.69	2.20	2.58	3.13	1.54	8.45	0.46	1.25	0.71	1.07	2.17
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	0.96	0.63	2.15	1.93	2.19	2.40	1.54	3.72	1.46	1.67	2.18	2.33	0.00
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.72
26	0.29	0.16	0.00	0.37	0.00	0.00	0.10	0.00	0.18	0.25	0.39	0.29	0.00
27	0.19	0.16	0.09	0.00	0.00	1.20	0.41	0.00	0.37	0.33	0.71	0.29	0.00
28	0.39	0.31	0.17	0.64	0.20	0.12	0.10	0.68	0.27	0.25	0.45	0.29	0.72
29	2.31	1.10	0.77	1.83	0.99	1.44	0.93	0.00	1.46	0.83	1.03	3.20	0.00

	16043 0-2 b	16043 2-5	16043 5-7	16043 7-9	16043 9-10	16043 10-14	16043 14-17	16043 17-20	16043 20-23	16043 23-26	16043 26-28	16043 28-30	16043 30-35
TYP													
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	1.72	1.13	1.15	0.47	0.93	1.12	1.37	1.41	1.88	1.84	1.44	1.65	1.92
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	7.16	4.91	4.60	2.80	12.99	5.04	7.74	5.62	5.05	5.03	4.71	5.01	5.25
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	3.72	3.77	4.02	3.97	1.68	1.49	1.59	0.82	1.11	1.45	1.60	1.30	1.48
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.00	0.38	0.00	0.70	0.09	0.00	0.00	0.23	0.60	0.19	0.48	0.07	0.15
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	1.43	1.13	1.72	0.47	0.56	0.19	0.46	0.47	0.68	0.19	0.24	0.34	0.30
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	0.86	2.64	1.72	0.47	1.21	0.93	1.14	1.99	1.63	1.74	0.88	0.82	1.33
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.57	0.38	0.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.07	0.15
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
25	0.29	0.00	0.57	0.47	0.00	0.19	0.68	0.12	0.26	0.19	0.48	0.14	0.52
26	0.00	0.00	0.00	0.47	0.93	1.12	0.34	0.47	0.09	0.77	1.28	0.34	0.30
27	0.00	0.00	0.00	0.93	0.93	1.49	0.68	0.23	0.51	1.26	1.04	0.62	0.67
28	0.29	0.75	0.57	2.57	0.93	0.19	0.34	0.94	1.11	0.29	1.04	0.82	1.55
29	0.86	0.38	0.00	0.47	0.56	0.00	0.11	0.94	0.00	0.29	0.24	0.48	0.07
30	4.30	0.75	0.00	0.47	0.56	0.19	0.57	1.41	0.94	0.29	0.16		

1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	1.72	1.13	1.15	0.47	0.93	1.12	1.37	1.41	1.88	1.84	1.44	1.65	1.92
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	7.16	4.91	4.60	2.80	12.99	5.04	7.74	5.62	5.05	5.03	4.71	5.01	5.25
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	3.72	3.77	4.02	3.97	1.68	1.49	1.59	0.82	1.11	1.45	1.60	1.30	1.48
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.00	0.38	0.00	0.70	0.09	0.00	0.00	0.23	0.60	0.19	0.48	0.07	0.15
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	1.43	1.13	1.72	0.47	0.56	0.19	0.46	0.47	0.68	0.19	0.24	0.34	0.30
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	0.86	2.64	1.72	0.47	1.21	0.93	1.14	1.99	1.63	1.74	0.88	0.82	1.33
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.57	0.38	0.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.07	0.15
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
25	0.29	0.00	0.57	0.47	0.00	0.19	0.68	0.12	0.26	0.19	0.48	0.14	0.52
26	0.00	0.00	0.00	0.47	0.93	1.12	0.34	0.47	0.09	0.77	1.28	0.34	0.30
27	0.00	0.00	0.00	0.93	0.93	1.49	0.68	0.23	0.51	1.26	1.04	0.62	0.67
28	0.29	0.75	0.57	2.57	0.93	0.19	0.34	0.94	1.11	0.29	1.04	0.82	1.55
29	0.86	0.38	0.00	0.47	0.56	0.00	0.11	0.94	0.00	0.29	0.24	0.48	0.07
30	4.30	0.75	0.00	0.47	0.56	0.19	0.57	1.41	0.94	0.29	0.16	1.03	0.96
31	0.29	0.00	0.00	1.64	0.75	0.37	0.00	0.59	0.34	0.00	0.00	0.89	0.74
32	3.44	1.51	0.57	0.70	1.68	0.93	1.59	1.41	0.86	0.68	0.48	0.62	1.55
33													

	16052 cm	16052 0-2	16052 2-5	16052 5-8	16052 8-14	16052 14-17	16052 17-21	16052 21-26	16052 26-29	16052 29-32	16052 32-35	16052 35-41	16061 0-4	16061 4-8
TYP														
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
2	4.66	2.87	2.09	4.15	4.89	7.02	10.20	11.09	0.86	1.18	0.67	1.41	2.32	
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
4	8.33	11.48	7.02	19.35	23.91	26.26	37.27	34.13	5.54	5.27	5.11	10.51	11.59	
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
7	2.70	5.98	4.55	4.45	6.61	10.81	7.30	4.59	1.53	0.86	1.68	1.73	1.81	
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
10	0.49	0.96	0.19	0.61	0.66	0.70	0.32	1.05	0.19	0.11	0.50	0.11	0.40	
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
13	0.00	0.72	1.52	1.38	4.23	4.07	7.95	7.65	0.86	1.61	1.26	0.00	0.20	
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
18	0.25	2.15	1.33	1.54	1.32	0.28	1.07	0.86	1.43	2.15	1.68	0.65	1.01	
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
21	0.25	0.96	0.19	0.61	1.98	2.11	4.08	3.35	0.86	0.32	0.50	0.11	0.10	
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
25	0.49	0.72	0.38	0.00	0.00	0.00	0.21	0.10	0.29	0.00	0.00	0.11	0.00	
26	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00	0.14	0.00	0.19	0.29	0.43	0.00	0.11	0.10	
27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.42	0.00	0.29	1.91	0.32	0.84	0.00	0.00	
28	0.74	1.91	0.38	0.92	1.45	0.98	0.86	1.63	2.77	1.94	1.34	0.22	0.40	
29	0.25	0.72	0.19	0.31	0.26	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.0			

cm	16061 8-12	16061 12-17	16061 17-20	16061 20-23	16061 23-26	16061 26-29	16061 29-32	16061 32-34	16061 34-36	16069 0-2	16069 2-5	16069 5-8	16069 8-10
Typ													
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	2.16	0.75	1.43	0.99	1.03	0.80	0.78	0.40	1.68	1.54	1.70	0.74	2.45
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	9.34	7.92	7.70	7.95	8.36	10.55	9.49	8.17	9.28	5.84	6.38	9.28	14.19
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	2.01	2.14	0.95	2.48	1.03	1.33	1.47	1.72	1.45	2.76	2.27	3.47	4.89
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.31	0.00	0.29	0.58	0.75	0.53	0.59	0.40	0.56	0.31	0.00	0.50	0.29
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	1.00	0.50	0.38	0.83	0.56	0.89	0.68	0.50	0.78	0.31	0.14	1.11	0.68
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	0.69	0.63	0.48	0.75	1.22	0.89	0.68	0.50	1.23	1.23	0.00	1.36	1.27
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.08	0.13	0.19	0.08	0.09	0.00	0.29	0.20	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
25	0.00	0.13	0.19	0.00	0.09	0.00	0.20	0.20	0.22	0.00	0.43	0.00	0.10
26	0.15	0.13	0.19	0.25	0.19	0.09	0.10	0.30	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00
27	0.23	0.13	0.29	2.24	1.03	0.44	1.76	2.62	1.23	0.00	0.00	0.00	0.00
28	1.23	0.63	0.29	1.32	1.79	2.13	3.62	3.43	5.03	0.00	0.71	0.37	0.88
29	0.15	0.50	0.10	0.08	0.38	0.00	0.20	0.20	0.11	0.00	0.43	0.50	0.00
30	1.08	2.89	1.81	0.83	1.69	0.71	0.88	0.71	2.01	1.54	2.1		

Dropstone Composition

cm	16069 10-13	16069 13-16	16069 16-20	16069 20-23	16069 23-26	16069 26-29	16069 29-33	16069 33-35	16069 35-39	16072 0-4	16072 4-12	16072 12-15	16072 25-30
TYP													
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	4.13	1.23	4.19	9.44	5.87	4.84	4.73	0.73	1.46	21.66	0.68	0.76	1.41
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	15.07	18.56	21.14	31.32	24.37	30.73	17.65	7.25	3.48	4.68	4.28	3.59	5.78
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	4.02	3.06	5.21	7.20	5.79	4.13	3.91	1.30	0.79	3.12	5.86	5.86	8.46
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.83	0.35	0.19	0.68	0.57	0.00	0.09	0.16	0.22	0.17	0.23	0.19	0.00
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	1.34	3.15	3.17	3.40	4.89	5.93	3.46	1.63	0.45	3.64	5.41	2.84	1.55
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	1.65	0.61	0.65	0.97	1.14	1.01	1.09	1.95	2.81	1.39	1.58	1.32	0.85
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.00	0.53	0.56	1.36	0.33	1.17	0.09	0.08	0.00	0.17	0.23	0.00	0.00
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.10	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00
25	0.10	0.09	0.09	0.29	0.08	0.08	0.00	0.16	0.11	4.51	2.93	2.84	0.14
26	0.21	0.44	0.37	0.39	0.08	0.16	0.36	0.33	0.56	0.00	0.00	0.19	0.00
27	0.00	0.09	0.19	0.10	0.24	0.39	1.73	1.14	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00
28	0.41	1.31	1.12	0.49	0.90	0.55	0.64	1.38	0.45	1.04	2.25	0.95	8.74
29	0.41	0.09	0.00	0.00	0.08	0.00	0.18	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14
30	0.83	0.44	0.28	0.19	0.24	0.00	0.36	0.57	1.35	0.17	0.00	0.00	0.42
31	0.21	0.35	0.00	0.10	0.16	0.16	0.27	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
32	0.93	0.35	0.74	0.29	0.57	0.78	0.18	0.57	1.01	0.00	0.00	0.00	0.42
33	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
34	0.52	0.79	0.65	0.10	0.24	0.62	0.09	0.49	0.22	0.17	0.00	0.00	0.28
35	0.00	0.09	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00
36	0.31	0.09	0.19	0.19	0.16	0.31	0.09	0.16	0.11	0.00	0.00	0.00	0.14
37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00
39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28
44	0.00	0.18	0.00	0.00	0.16	0.00	0.09	0.00	0.56	0.00	0.00	0.00	0.14
45	0.10	0.00	0.19	0.39	0.00	0.23	0.00	0.41	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00
46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14
47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
48	0.41	0.35	0.47	0.29	0.41	0.55	0.45	0.65	0.67	1.91	2.93	3.97	0.42
49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
50	0.83	0.44	0.74	0.58	0.98	0.39	0.55	0.65	0.67	0.00	0.68	0.00	0.14
51	0.00	0.09	0.00	0.68	0.41	0.00	0.09	0.33	0.11	0.17	0.68	0.19	0.00
52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
53	5.06	3.33	2.70	2.33	1.79	1.48	1.46	2.93	4.83	2.77	1.58	1.89	0.99
54	2.27	1.84	0.84	0.29	0.49	0.62	0.64	0.65	1.35	4.16	4.28	3.40	1.55
55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.16	0.00	0.00	0.00	1.39	1.80	1.70	0.00
57	1.55	0.79	0.37	1.75	0.73	0.39	0.73	0.73	1.01	5.37	6.76	3.21	0.28
58	0.00	0.18	0.19	0.29	0.08	0.08	0.27	0.16	0.00	0.00	0.23	0.57	0.14
59	1.34	1.49	0.37	0.78	0.33	0.62	1.36	1.63	1.57	0.17	0.68	0.38	0.42
60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
61	0.21	0.00	0.09	0.00	0.00	0.08	0.45	0.49	0.34	0.00	0.45	0.00	0.00
62	0.41	0.18	0.19	0.29	0.08	0.08	0.27	0.16	0.79	0.69	0.23	0.19	0.00
63	15.38	18.65	9.50	7.30	7.17	6.47	9.74	10.75	12.25	2.08	3.15	5.67	7.48
64	8.67	2.45	4.19	2.04	2.44	2.73	3.73	5.21	3.60	2.43	3.83	3.59	7.33
65	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00
66	0.10	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00
67	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52	0.68	0.76	0.00
68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00
69	0.10	0.09	0.00	0.19	0.00	0.08	0.00	0.08	0.11	0.17	0.45	0.57	1.41
70	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	3.64	6.76	6.24	1.55
71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.69
74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	1.21	1.13	1.32	0.00
75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.22	1.21	2.48	2.46	0.42
76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00

	16072	16073	16073	16073	16073	16073	138	138	140	140	147	147	147
cm	30-35	0-10	10-20	20-30	30-40	40-47	2-3	3-4	28-29	318-320	24-25	30-31	32-33
TYP							1	1	3	4	1	1	1
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	4.06	1.62	1.07	0.47	2.30	4.83	1.65	2.16	8.25	2.79	0.30	5.00	7.69
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	12.01	5.10	4.28	4.96	7.77	18.91	7.59	2.54	22.84	21.96	73.40	37.00	25.64
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	20.90	8.12	4.71	8.98	10.25	24.16	2.31	0.64	28.21	19.96	7.45	12.00	30.77
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.16	0.46	0.00	0.00	0.18	0.42	0.17	0.00	0.00	0.80	0.00	2.00	0.00
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	1.87	0.93	2.14	1.18	1.59	2.42	0.17	0.00	1.92	3.39	1.06	0.00	0.00
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	1.25	1.62	2.57	0.71	1.24	2.21	0.33	0.64	2.11	0.80	1.06	1.00	0.00
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.30	0.60	0.00	1.00	0.00
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
25	0.31	4.18	3.00	3.31	0.71	0.21	0.50	0.13	0.00	0.60	0.00	0.00	0.00
26	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
28	10.30	0.00	2.36	2.36	8.13	2.31	3.80	5.34	1.15	1.80	4.26	6.00	7.69
29	0.31	0.00	0.00	0.00	0.35	0.32	0.66	0.38	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
30	0.16	0.00	1.28	1									

Dropstone Composition

cm	150 16-18 2	150 24-26 2	150 34-36 2	23258 588.5-591 2	23258 659-661 2	23269 0-5	23269 5-15	23269 15-25	23293 0-4 2	23293 4-7 2	23293 7-10 2	23293 11-14 2	23293 14-17 2
TYP													
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	3.07	2.85	19.02	0.92	9.68	0.00	0.00	0.00	2.13	0.76	1.17	3.05	5.85
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	42.65	71.26	53.41	4.98	60.65	3.85	2.61	0.93	5.85	2.80	3.81	8.40	11.11
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	4.55	1.43	1.46	30.63	18.71	1.44	2.29	0.47	6.38	2.54	3.23	29.77	18.13
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.40	0.00	0.49	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	3.74	5.23	1.46	11.25	8.39	1.44	2.29	0.47	1.60	0.51	0.59	0.00	0.00
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	1.87	1.90	1.22	8.86	0.00	0.48	0.00	0.00	1.60	0.51	0.00	0.76	0.58
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.40	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
25	0.13	0.00	0.24	1.66	0.00	0.00	0.00	0.93	0.53	0.25	0.29	0.00	1.17
26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
27	0.27	0.00	0.00	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00
28	2.14	0.95	1.46	0.55	0.00	0.96	0.98	1.40	4.79	2.04	1.76	0.76	2.34
29	0.00	0.48	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
30	0.13	1.19	1.95	0.00	0.00	0.00	0.00	1.40	0.00	0.00	0.00	0.76	0.00
31	0.00	0.48	1.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.58
32	0.27	0.24	0.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.58
33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
34	0.13	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00	0.00
35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
36	0.00	0.00	1.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.58
37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
38	0.00	0.48	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
44	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
45	0.00	0.48	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.58
46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
48	0.67	0.00	0.49	0.00	0.00	2.40	0.33	0.93	0.00	1.27	0.29	0.76	0.00
49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
50	0.40	0.00	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
51	0.27	0.00	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00
52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
53	2.01	0.48	2.93	0.74	0.00	1.92	0.33	0.93	0.00	1.02	1.47	0.76	1.17
54	1.34	0.00	0.49	0.18	0.00	5.29	3.59	1.86	3.19	5.85	2.93	3.82	0.58
55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
57	0.40	0.00	0.24	0.00	0.00	4.33	2.94	4.19	1.60	0.76	0.29	0.76	1.17
58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
59	0.27	0.24	0.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
61	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
62	0.53	0.95	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
63	7.35	4.51	2.68	2.77	0.65	2.40	1.31	4.19	5.85	2.29	1.17	0.76	3.51
64	5.08	1.43	0.73	1.48	0.00	2.40	1.63	2.79	3.72	0.25	1.17	0.00	0.58
65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.85	0.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
66	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	1.92	2.61	0.00	1.06	1.53	0.88	0.00	0.58
67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.73	13.40	0.47	0.00	0.51	0.00	0.76	0.00
68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
69	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	2.40	3.27	4.65	2.13	8.91	10.56	4.58	5.26
70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	29.33	27.12	29.77	18.62	24.68	24.34	7.63	4.09
71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.06	1.78	0.29	0.00	0.00
75	0.00	0.48	0.24	0.00	0.00	2.88	3.27	4.19	3.19	2.80	2.05	3.82	1.17
76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00

	23293	23298	23298	23298	23259	23259	23262	23267	23261	23261	23261	Kvitoya	Kvitoya
cm	17-20	27-30	31-34	34-37	125	130	160	150	240	190	177	Beach	Beach
TYP	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1	1	Congl.1	Congl.2
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	4.25	0.29	0.19	1.94	5.11	9.50	13.39	1.21	0.00	3.78	26.65	0.00	0.00
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	5.79	2.32	3.58	5.54	47.62	56.20	48.44	20.52	5.14	52.97	55.58	0.00	0.00
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	21.62	0.00	1.70	3.05	15.87	11.61	4.40	4.02	1.19	1.89	3.81	0.00	0.00
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	1.52	0.00	0.00
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	0.00	0.00	0.38	2.22	7.76	5.80	0.37	0.00	0.40	1.62	0.00	0.00	0.00
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	0.39	0.29	0.57	1.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.76	0.00	0.00
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	2.37	0.73	0.20	0.40	0.27	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	1.32	0.00	0.00	0.00	1.35	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
25	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
27	0.00	0.00	0.19	0.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
28	2.70	1.45	0.75	0.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.79	0.27	0.25	0.00	0.00
29	0.00	0.29	0.19	1.39	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
30	2.32	1.74	1.32</										

Dropstone Composition

57-09-89 Surendorfer Strand
cm 326-331 (Vergleichspoben)

TYP

1	0.00	0.00	0.00
2	0.44	1.08	0.29
3	0.00	0.00	0.00
4	0.29	0.81	1.60
5	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00
7	0.44	0.27	0.44
8	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00
10	0.00	0.00	0.29
11	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00
13	0.15	0.00	0.15
14	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00
18	0.29	0.27	0.00
19	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00
21	0.00	0.27	0.00
22	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00
25	0.00	0.00	0.00
26	0.00	13.51	1.45
27	0.00	4.05	2.90
28	1.74	17.84	5.95
29	0.29	0.00	0.29
30	12.05	2.43	1.16
31	0.44	6.76	0.58
32	5.08	5.14	1.31
33	0.00	0.00	0.00
34	0.73	1.35	0.15
35	0.44	0.00	0.00
36	0.87	0.00	0.00
37	0.00	0.00	0.00
38	0.29	0.00	0.15
39	0.00	0.00	0.00
40	0.00	0.00	0.00
41	0.00	0.00	0.00
42	0.00	0.00	0.00
43	1.31	0.54	0.44
44	2.47	0.54	0.00
45	3.92	1.08	0.00
46	0.00	0.00	0.00
47	0.00	0.00	0.00
48	0.00	0.00	0.00
49	0.00	0.00	0.00
50	0.00	0.00	0.00
51	0.15	0.00	0.00
52	0.00	0.00	0.00
53	0.00	3.51	1.02
54	0.15	1.08	0.73
55	0.00	0.00	0.00
56	0.00	0.00	0.00
57	0.00	0.00	0.00
58	0.00	0.54	0.00
59	0.00	0.27	0.00
60	0.00	0.00	0.00
61	0.00	0.54	0.00
62	0.00	0.00	0.15
63	12.92	18.65	16.40
64	6.68	4.86	3.19
65	0.00	0.00	0.00
66	0.00	0.00	0.00
67	0.15	0.00	0.00
68	0.00	0.00	0.00
69	1.45	0.00	0.00
70	1.45	0.00	0.00
71	0.00	0.00	0.00
72	0.00	0.00	0.00
73	0.44	0.00	0.15
74	0.00	0.00	0.00
75	0.00	0.00	0.15
76	0.00	0.00	0.00

	15/017	15/046	15/050	15/060	138	16043	16052	16052	23058	23058	23058	23058	23058
cm	15-19	0-18		15/062-2	11-12	30-35	21-26	26-29	534-541	541-567	567-584	584-597	23058
TYP	1	2	2	3	1				3	3	3	3	3
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	0.99	3.72	0.77	2.10	1.44	0.00	0.00	0.00	1.37	0.21	0.69	2.27	2.20
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	2.48	9.84	1.45	15.62	1.65	0.00	0.00	0.00	3.98	3.18	2.74	14.40	9.75
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	0.74	1.33	1.02	6.01	2.88	0.00	0.00	0.00	3.33	1.91	0.34	11.33	4.19
8	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.00	0.40	0.17	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.21	0.00	0.00	0.10
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	0.62	1.46	0.26	0.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.83	0.53	0.69	2.27	2.83
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	0.50	0.53	0.17	0.90	0.41	0.00	0.00	0.00	1.90	0.85	0.86	0.65	4.19
19	0.12	0.00	0.09	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.00	0.00	0.09	0.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.62	0.42
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
25	2.35	0.00	0.17	1.20	0.41	0.00	0.00	0.00	0.48	0.53	0.00	0.00	0.21
26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00
27	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.59	0.64	0.00	0.00	0.21
28	0.50	0.00	3.67	7.51	12.14	0.00	0.00	0.00	0.71	1.06	0.17	0.81	1.89
29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.11	0.00	0.16	0.42
30	2.48	6											

	15/017	15/046	15/050	15/060	138	16043	16052	16052	23058	23058	23058	23058	23058
cm	15-19	0-18		15/062-2	11-12	30-35	21-26	26-29	534-541	541-567	567-584	584-597	23058
TYP	1	2	2	3	1				3	3	3	3	3
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	0.99	3.72	0.77	2.10	1.44	0.00	0.00	0.00	1.37	0.21	0.69	2.27	2.20
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	2.48	9.84	1.45	15.62	1.65	0.00	0.00	0.00	3.98	3.18	2.74	14.40	9.75
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	0.74	1.33	1.02	6.01	2.88	0.00	0.00	0.00	3.33	1.91	0.34	11.33	4.19
8	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.00	0.40	0.17	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.21	0.00	0.00	0.10
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	0.62	1.46	0.26	0.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.83	0.53	0.69	2.27	2.83
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	0.50	0.53	0.17	0.90	0.41	0.00	0.00	0.00	1.90	0.85	0.86	0.65	4.19
19	0.12	0.00	0.09	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.00	0.00	0.09	0.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.62	0.42
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
25	2.35	0.00	0.17	1.20	0.41	0.00	0.00	0.00	0.48	0.53	0.00	0.00	0.21
26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00
27	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.59	0.64	0.00	0.00	0.21
28	0.50	0.00	3.67	7.51	12.14	0.00	0.00	0.00	0.71	1.06	0.17	0.81	1.89
29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.11	0.00	0.16	0.42
30	2.48	6.12	3.41	1.20	3.29	4.57	13.47	11.62	0.53	1.59	0.69	2.27	1.15
31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.42	0.69	0.97	0.42
32	1.98	0.93	1.62	0.60	6.17	14.33	7.74	11.93	0.53	1.70	1.54	1.29	0.94
33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.51	0.16	0.00
34	0.12	0.13	0.43	0.30	0.62	1.83	4.01	4.59	0.18	0.21	0.51	0.32	0.52
35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.21
36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.32	0.21
37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.16	0.31
39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
43	0.50	1.73	1.02	0.90	0.82	2.74	1.43	1.53	0.06	0.21	0.69	0.32	0.73
44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.74	0.00	0.16	0.42
45	7.06	0.40	4.69	0.60	9.05	1.83	2.87	2.14	0.06	1.06	1.54	0.81	0.42
46	0.00	0.00	0.26	0.00	2.26	1.22	1.15	0.92	0.18	0.42	0.51	0.00	0.00
47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
48	0.12	0.00	0.09	1.50	2.06	0.00	2.58	2.14	0.48	1.06	0.34	2.91	0.73
49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
50	0.00	0.27	0.17	0.00	1.03	0.00	2.87	0.61	0.65	0.42	0.51	0.97	0.84
51	0.12	0.00	0.17	0.30	0.00	0.00	0.86	1.22	0.36	0.74	0.17	0.32	0.00
52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
53	3.84	0.66	1.79	4.80	3.50	1.83	4.01	6.12	2.85	3.61	1.54	5.34	1.89
54	0.62	0.00	0.60	6.61	1.65	0.00	1.15	4.28	1.72	1.06	0.86	1.62	0.31
55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
56	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.10
57	1.24	0.53	0.26	4.20	0.62	0.30	0.00	0.92	0.95	0.74	0.17	2.91	0.21
58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.53	0.11	0.00	0.00	0.00
59	1.61	0.53	0.85	0.30	1.65	0.91	0.57	3.06	0.77	0.95	0.17	0.00	1.26
60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
61	0.50	0.13	0.26	0.00	0.21	0.00	0.57	0.31	0.00	0.11	0.00	0.00	0.21
62	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.31	0.00	0.53	0.00	0.65	0.10
63	24.16	16.76	18.34	6.61	14.40	54.27	37.82	29.36	18.66	19.83	20.93	11.49	16.14
64	11.40	5.72	11.52	8.11	18.72	15.55	17.77	18.35	8.67	11.13	20.75	6.47	10.06
65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
66	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.32	0.17	0.00	0.63
70	0.00	0.27	0.17	0.00	1.23	0.00	0.29	0.00	0.24	0.21	0.00	0.00	0.31
71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.53	0.34	0.32	0.10
74	0.25	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.52
75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.21	0.00	0.00	0.42
76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

	23062	23062	23062	23062	23062	23062	23062	23062	23062	23068	23068	23068	23068	23068
cm	200-220	240-260	280-290	305-320	430-450	450-470	590-620	23062	23068	23068	23068	23068	23068	23068
	1	1	1	1	1	1	1	1	3	3	3	3	3	3
TYP														
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	3.16	2.02	2.60	5.51	16.20	2.58	7.19	2.94	1.90	11.02	1.06	3.06	6.57	
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	11.78	37.23	12.60	65.93	42.94	5.61	18.66	39.12	5.12	36.48	5.55	12.97	17.61	
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	14.94	0.53	3.01	1.84	6.78	16.36	17.78	2.65	0.00	11.55	2.11	10.40	13.59	
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.72	0.74	0.27	1.47	0.94	0.00	0.50	0.59	0.19	0.26	0.13	0.37	0.36	
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	1.87	0.53	15.62	4.17	7.72	2.27	7.57	6.57	2.85	9.71	0.66	1.96	4.01	
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	1.01	0.64	1.10	0.86	1.13	0.91	2.27	1.57	4.17	2.10	2.77	0.98	1.73	
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.00	0.53	0.27	0.37	0.00	0.00	0.13	0.29	0.19	0.00	0.00	0.12	0.46	
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.11	0.00	0.12	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.12	0.00	
25	0.00	0.00	1.37	0.37	0.75	0.45	0.00	1.37	0.57	0.13	0.00	0.00	0.64	
26	0.00	0.74	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
27	0.00	1.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00</				

Dropstone Composition

	23068	23068	23068	23068	23068	23068	23068	23068	23071	23071	23071	23071	23071
cm	330-340	380-400	435-470	500-520	550-570	620-630	670-680	23068	70-90	100-115	157-175	240-260	370-385
	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
TYP													
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	1.27	1.04	7.33	3.15	0.73	0.60	1.15	11.49	2.84	3.10	5.42	0.31	1.56
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	6.01	18.94	15.91	61.76	7.79	8.21	19.13	43.56	22.50	15.65	5.78	4.92	6.26
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	9.97	1.17	3.28	2.63	1.04	0.83	4.12	7.59	4.91	2.07	3.25	0.73	0.70
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.16	0.26	0.31	0.39	0.31	0.48	0.46	0.46	0.38	0.24	0.42	0.21	0.17
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	1.74	2.33	7.33	1.58	2.18	0.48	1.95	5.52	2.17	2.30	1.32	1.57	0.61
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	0.47	3.24	1.56	0.26	1.97	1.67	0.80	2.53	0.47	1.59	1.14	0.52	1.22
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.32	0.13	0.31	0.00	0.93	0.12	0.23	0.11	0.85	0.79	0.00	0.21	0.00
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
25	0.00	0.26	1.40	0.13	0.42	0.24	0.11	0.23	0.28	0.00	0.00	0.10	0.17
26	0.00	0.13	0.16	0.00	0.00	0.24	0.00	0.11	0.19	0.32	0.48	0.94	0.09
27	0.00	0.13	0.16	0.26	0.00	0.36	0.00	0.11	0.38	0.48	0.72	1.78	0.09
28	4.91	2.20	2.96	1.05	0.73	0.48	0.80	0.23	1.04	1.11	0.18	2.62	0.43
29	0.47	0.13	0.16	0.00	0.31	0.36	0.34	0.23	0.00	0.00	4.45	0.42	0.43
30	0.63	0.26	0.62	0.26	0.31	1.79	2.98	0.80	0.38	0.24	0.00	0.63	1.91
31	1.11	0.78	0.00	0.26	0.10	0.71	0.23	0.11	0.09	0.24	1.87	0.10	0.43
32	0.63	0.52	0.47	0.79	0.21	1.43	0.57	0.23	0.76	0.08	0.00	0.31	0.78
33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.36	0.00	0.09	0.00	0.00	0.78	0.00	0.00
34	0.63	0.52	0.00	0.00	0.00	0.36	0.46	0.11	0.00	0.16	0.00	0.10	0.00
35	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.11	0.00	0.00	2.59	0.10	0.17
36	0.63	0.00	0.00	0.00	0.10	0.83	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.17
37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	1.44	0.00	0.00
38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00
40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.10	0.00
44	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.60	0.34	0.00	0.00	0.08	0.96	0.31	0.17
45	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.11	0.23	0.09	0.00	1.02	0.84	0.35
46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.17
47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00
48	0.79	0.52	0.16	0.13	0.31	0.48	0.57	0.00	0.28	0.16	0.66	0.42	1.13
49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
50	0.47	0.00	0.00	0.39	0.10	0.71	1.15	0.00	0.19	0.24	0.30	0.42	0.96
51	0.16	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00	0.00	0.11	0.09	0.00	0.54	0.10	0.17
52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
53	1.11	1.30	4.06	1.05	2.60	1.43	1.49	0.69	2.93	1.99	3.37	10.56	7.30
54	1.27	0.13	7.33	0.92	3.53	0.48	1.60	0.57	0.76	1.03	0.00	0.94	2.17
55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.16	0.00	0.00	0.26
57	0.79	0.39	1.40	0.53	4.88	0.36	1.03	0.34	0.57	0.64	0.00	1.57	0.70
58	0.00	0.13	0.16	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.57	0.08	0.00	0.31	0.26
59	0.63	0.26	0.16	0.39	0.21	0.12	0.80	0.11	0.38	0.48	0.00	1.26	0.52
60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
61	0.00	0.00	0.00	0.13	0.10	0.00	0.00	0.11	0.09	0.08	0.00	0.31	0.35
62	0.00	0.39	0.00	0.00	0.10	0.12	0.11	0.00	0.00	0.24	0.00	0.42	0.17
63	18.20	13.88	2.18	3.81	6.23	20.24	18.67	4.71	9.92	10.33	7.58	17.47	21.63
64	6.80	7.13	1.25	4.47	3.84	9.40	8.48	3.79	4.16	3.81	6.86	11.30	11.03
65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
66	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
69	0.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.46	0.00	0.09	0.16	0.00	1.15	0.26
70	0.16	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	0.36	0.00	0.00
71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
73	0.63	0.00	0.00	0.13	0.10	0.24	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00
74	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.00	0.00
75	0.16	0.13	0.00	0.00	0.00	0.24	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17
76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00

	23071	23071	23071	23071	23074	23074	23074	23074	23074	23074	23074	23074	23074
cm	480-500	565-580	660-680	715-735	118-140	210-230	260-280	310-330	360-380	460-480	510-530	545-565	57-09-33
	3	3	3	3	1	1	1	1	1	1	1	1	253-260
TYP													
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	1.68	2.31	1.60	2.39	1.73	0.20	0.60	0.22	0.27	0.19	1.02	0.00	0.00
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4	8.15	10.34	6.54	21.98	21.61	4.29	4.77	2.69	2.17	2.61	1.54	0.18	0.00
5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7	1.94	11.16	0.99	1.94	2.69	2.24	0.60	0.45	0.27	0.75	0.85	0.18	0.51
8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.39	0.14	0.86	0.11	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
13	1.94	1.09	0.86	1.25	0.00	0.00	0.20	0.22	0.00	0.37	0.34	0.00	0.00
14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
18	2.52	4.35	2.10	0.34	0.00	0.00	0.40	0.67	0.00	0.56	2.05	0.36	0.34
19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.67	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00
22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
24	0.00	0.00	0.00	0.11	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
25	0.39	0.41	0.12	0.23	0.38	0.20	0.00	0.67	0.00	0.19	0.00	0.18	0.00
26	0.06	0.00	0.25	0.23	0.96	0.00	0.40	0.00	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00
27	0.32	0.41	0.12	1.37	0.00	0.61	1.39	0.67	0.27	1.12	0.17	0.00	0.00
28	1.23	8.30	1.48	2.96	0.67	0.41	0.60	1.35	1.36	0.37	2.39	0.00	0.00
29	0.06	0.27	0.49	0.00	0.00								

KLASSIFIKATIONSSCHEMA FÜR KRISTALLINGESTEINE

Quarzite

weiße	K1
graue	K2
schwarze	K3
braune	K4
rote	K5
grüne	K6
orange	K7
gelbe	K8

Schiefer

Schiefer, Phyllite	K9
Glimmerschiefer	K10
Grünschiefer	K11

Granite und Gneise, undifferenziert

klare, weiße	K12
orangefarbene	K13
gelbe	K14
rosa	K15
rote	K16

dasselbe, aber mit 30 - 70% mafischen Mineralen

weiß und schwarz	K17
orange/schwarz	K18
gelb/schwarz	K19
rosa/schwarz	K20
rot/schwarz	K21

überwiegend mafische Gemengteile

schwarz	K22
grau	K23
dunkelgrün	K24
grün	K25
hellgrün	K26

Quarzite	GK 1
Schiefer, Phyllite, Glimmerschiefer	GK 2
helle Kristallingesteine	GK 3
intermediäre Kristallingesteine	GK 4
mafische Kristallingesteine	GK 5

Magmatische und metamorphe Gesteine

cm	23075 20-39 II 1	16043 20-23 II	16043 23-26 II	16061 0-4 II	16061 4-8 II	16061 8-12 II	16061 12-17 II	16061 17-20 II	16061 20-23 II	16061 23-26 II	16061 26-29 II	16061 29-32 II	16061 32-34 II
TYP													
K1	6.69	8.66	6.11	3.50	6.08	7.97	3.59	4.85	4.68	1.81	3.13	1.64	2.81
K2	1.88	3.15	2.10	1.17	2.81	1.66	1.26	2.91	1.50	1.00	0.59	0.47	2.44
K3	0.12	0.31	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.19
K4	1.41	2.36	0.57	0.47	0.31	2.16	0.36	0.58	1.31	0.00	0.78	0.47	0.19
K5	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.18	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.19
K6	2.35	2.52	1.53	0.00	1.09	1.00	0.36	0.78	0.56	0.40	0.78	2.58	0.94
K7	0.12	0.47	0.57	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.37	0.00	0.20	0.23	0.00
K8	0.47	0.16	0.95	0.00	0.47	0.33	0.36	0.39	0.00	0.40	0.00	0.23	0.19
K9	3.29	0.63	1.34	1.17	3.74	1.50	0.54	0.78	1.50	1.00	0.98	1.88	0.94
K10	2.35	2.68	2.67	9.11	7.18	5.81	4.13	4.47	2.81	4.22	2.93	4.46	3.75
K11	1.17	0.00	0.19	0.47	0.78	0.50	0.54	1.17	0.19	0.60	0.59	0.94	1.13
K12	17.14	19.21	26.53	32.01	25.59	31.23	29.44	26.41	31.84	38.55	39.26	40.85	38.27
K13	8.33	10.87	7.06	7.01	7.80	4.32	9.52	9.32	9.18	8.23	7.42	7.98	12.20
K14	13.38	10.08	8.97	15.65	14.51	16.28	17.95	17.28	11.42	12.85	14.65	9.62	11.44
K15	4.34	4.72	3.05	1.87	6.55	5.48	3.23	4.47	2.62	5.22	3.71	3.99	3.56
K16	10.68	11.02	16.60	5.37	4.68	9.14	8.08	7.38	8.43	8.23	5.47	6.10	5.63
K17	6.57	4.09	2.67	3.50	2.65	2.66	3.77	4.47	4.87	3.61	3.71	5.40	2.81
K18	0.59	0.31	0.19	0.70	0.62	0.33	0.00	0.58	0.00	0.20	0.59	0.47	0.56
K19	0.47	0.16	1.91	0.23	0.31	0.00	0.00	0.39	0.19	0.60	0.59	0.47	0.19
K20	0.12	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K21	0.59	0.31	0.57	0.70	0.31	0.17	0.00	0.39	1.31	0.20	0.20	0.00	0.00
K22	4.46	3.31	3.05	5.14	3.90	2.16	3.95	4.08	3.00	3.01	3.71	2.82	3.94
K23	2.82	4.25	4.39	4.67	4.37	0.83	5.57	3.88	5.81	3.41	3.52	5.40	4.13
K24	3.64	3.94	3.63	3.97	2.50	1.50	3.23	2.14	2.25	2.21	2.73	1.17	1.69
K25	1.88	2.83	0.76	0.93	1.72	1.83	1.62	1.36	2.06	1.81	1.76	0.47	1.31
K26	4.81	3.94	1.53	2.34	1.87	2.16	2.33	1.94	3.93	2.41	2.73	2.11	1.50
Gruppen													
GK 1	13.38	17.64	11.83	5.14	10.76	14.12	6.10	9.51	8.61	3.61	5.47	5.87	6.94
GK 2	6.81	3.31	4.20	10.75	11.70	7.81	5.21	6.41	4.49	5.82	4.49	7.28	5.82
GK 3	53.87	55.91	62.21	61.92	59.13	66.45	68.22	64.85	63.48	73.09	70.51	68.54	71.11
GK 4	8.33	4.88	5.34	5.14	4.06	3.16	3.77	5.83	6.37	4.62	5.08	6.34	3.56
GK 5	17.61	18.27	13.36	17.06	14.35	8.47	16.70	13.40	17.04	12.85	14.45	11.97	12.57

cm	16061 34-36 II	16069 16-20 II	16069 20-23 II	16069 23-26 II	16069 26-29 II	16069 29-33 II	57-09-33 235-245 II	23058 II
TYP								
K1	5.08	10.19	9.09	7.59	8.32	7.50	0.95	2.72
K2	1.02	2.72	3.87	4.12	3.76	1.96	0.32	0.78
K3	0.00	0.17	0.00	0.22	0.20	0.00	0.00	0.00
K4	0.51	1.87	2.13	1.74	1.58	2.32	0.00	0.00
K5	0.00	0.51	0.19	0.43	0.40	0.54	0.00	0.00
K6	1.27	1.87	2.90	1.95	3.76	3.57	0.32	0.00
K7	0.25	0.34	0.39	0.22	1.39	1.61	0.95	0.39
K8	1.02	0.00	0.00	0.43	0.00	0.36	0.00	0.00
K9	0.76	2.55	2.71	1.95	2.18	1.43	0.32	1.56
K10	4.06	3.74	4.26	7.81	3.37	1.96	0.63	1.95
K11	0.51	0.68	0.97	1.30	0.79	0.89	0.00	0.00
K12	36.80	18.68	22.63	16.70	25.54	22.14	36.51	27.24
K13	10.41	9.17	12.19	11.71	11.09	13.75	16.19	6.61
K14	11.17	11.71	10.06	11.71	11.09	12.68	5.40	4.67
K15	2.28	2.55	3.48	5.21	3.37	2.50	0.63	0.39
K16	5.84	7.13	7.93	8.46	4.95	6.96	9.21	3.11
K17	3.30	10.70	2.32	3.90	2.97	3.39	3.81	12.45
K18	1.78	0.51	0.58	1.08	0.79	1.07	0.32	0.00
K19	1.02	0.34	0.58	0.00	0.40	0.36	0.00	0.78
K20	0.00	0.17	0.19	0.00	0.00	0.00	0.32	0.00
K21	0.25	0.51	0.19	0.43	0.79	0.89	0.00	0.00
K22	2.79	4.41	3.48	3.04	3.76	3.39	11.11	11.67
K23	3.30	2.89	2.71	2.82	2.97	3.93	8.89	17.12
K24	2.79	4.07	3.68	3.04	1.98	4.64	2.86	2.72
K25	1.02	1.87	2.32	2.17	2.77	1.25	0.32	5.06
K26	2.79	0.68	1.16	1.95	1.78	0.89	0.95	0.78

Gruppen

GK 1	9.14	17.66	18.57	16.70	19.41	17.86	2.54	3.89
GK 2	5.33	6.96	7.93	11.06	6.34	4.29	0.95	3.50
GK 3	66.50	49.24	56.29	53.80	56.04	58.04	67.94	42.02
GK 4	6.35	12.22	3.87	5.42	4.95	5.71	4.44	13.23
GK 5	12.69	13.92	13.35	13.02	13.27	14.11	24.13	37.35

Kern Nr.	Tiefe in cm	Gewicht (in g) (0.5 - 30 mm)	Isotopen- Stadium	Akkumulationsrate in mg/cm ² /ka

23068-2	41 - 46	74.6	2	27.6
23068-3	96 - 119	17.1	3 late	17.0
"	125 - 145	30.7	3	35.2
"	170 - 180	150.6	3	345.0
"	195 - 205	94.8	3	215.6
"	280 - 295	65.3	5 a-d	46.2
"	330 - 340	57.4	5 a-d	60.9
"	380 - 400	45.3	5 e early	24.2
"	435 - 470	115.8	6 late	93.2
"	500 - 520	208.0	6	293.5
"	550 - 570	133.2	6	187.9
"	620 - 630	66.9	6	189.4
"	670 - 680	19.6	6 early	55.1
"	760 - 790	229.2	6 early	40.4
23071-2	0 - 8	11.4	1	2.6
"	9 - 20	4.5	1	1.5
"	22 - 31	4.7	1	1.9
23071-3	70 - 90	49.4	1/2	87.5
"	100 - 115	95.1	2 late	281.8
"	157 - 175	152.4	2	376.3
"	240 - 260	60.5	3 late	98.9
"	370 - 385	31.5	3	68.3
"	480 - 500	165.8	4	138.3
"	565 - 580	20.7	5 a-d	19.9
"	660 - 680	39.8	5 e	28.8
"	715 - 730	83.5	6 late	331.3
23074-3	1 - 9	51.8	1	28.8
"	10 - 18	51.9	1	39.5
"	20 - 35	5.2	1	2.0
23074-1	118 - 140	81.7	2/1	191.1
"	210 - 230	131.8	2	359.4
"	260 - 280	77.2	2	211.8
"	310 - 330	95.9	3/2	250.7
"	360 - 380	118.8	3 late	310.6
"	460 - 480	106.8	3	279.2
"	510 - 530	176.6	3	461.7
"	545 - 565	75.2	3	196.6
"	670 - 690	64.3	3 early	113.0
"	715 - 735	44.4	4	39.5